# BULLETIN

DE LA

# SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE

# DE FRANCE

Publié avec le concours
du Centre National de la Recherche Scientifique

---

SIXIÈME SÉRIE

## TOME PREMIER

Fascicule 9 et dernier

Réunion extraordinaire dans le Jura franco-suisse

Feuilles 49-57

---

SOCIÉTÉ FONDÉE LE 17 MARS 1830,
AUTORISÉE ET RECONNUE COMME ÉTABLISSEMENT D'UTILITÉ PUBLIQUE
PAR ORDONNANCE DU ROI DU 3 AVRIL 1832

---

PARIS

AU SIÈGE DE LA SOCIÉTÉ

28, rue Serpente, VI<sup>e</sup>

—

1951

NOVEMBRE 1952

# SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Établissement d'Utilité Publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

---

## EXTRAITS DU RÈGLEMENT

ART. 2. — L'objet de la Société est de concourir à l'avancement de la Géologie en général et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

ART. 3. — Le nombre des membres de la Société est illimité. Les Français et les Étrangers peuvent également en faire partie. Il n'existe aucune distinction entre les membres.

ART. 42. — Pour assister aux séances, les personnes étrangères à la Société doivent être présentées chaque fois par un de ses membres.

ART. 46. — Aucune communication ou discussion ne peut avoir lieu sur des objets étrangers à la Géologie ou aux Sciences qui s'y rattachent.

ART. 48. — Chaque année, de juillet à novembre, la Société tiendra une ou plusieurs séances extraordinaires sur un point qui aura été préalablement déterminé.

ART. 55. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés à une séance.

ART. 75. — Les auteurs reçoivent 50 tirages à part de leurs communications insérées au *Bulletin* : ils peuvent en outre en faire faire à leurs frais, en passant par l'intermédiaire du Secrétariat.

---

## AVANTAGES ACCORDÉS AUX MEMBRES

Les membres de la Société reçoivent *gratuitement* les **Comptes rendus des séances et le Bulletin.**

Les membres peuvent utiliser le prêt des livres à *domicile* (cautionnement 500 fr.).

Ils peuvent *acheter* [1] à la Société : 1° avec une remise de 25 °/₀, les Comptes rendus et les Bulletins, la Bibliographie ; 2° avec une rem. de 20 °/₀, les **Mémoires de Géologie** (par mémoire), les **Mémoires de Paléontologie** (par mémoires séparés), les **Mémoires** (nouvelle série) par mémoires séparés.

La Société met également en vente les ouvrages de Fontannes et de Cossmann.

Catalogue et prix sur demande.

1. La remise ne s'applique que pour un seul exemplaire. Elle ne s'applique pas aux séries complètes, mises en réserve, qui ne sont vendues qu'après décision spéciale du Conseil.

---

## CONDITIONS D'ADMISSION

Être présenté à une séance de la Société par deux de ses membres qui auront signé la présentation et avoir été proclamé dans la séance suivante (art. 4 du Règlement).

A défaut de deux parrains, adresser au Secrétariat un exposé de titres et références.

**Cotisation 1952** : 1.800 francs. Étranger : 2.000 fr.

---

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser impersonnellement au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VIᵉ.

Chèques postaux : Paris 173-72. Téléphone : Danton 90-61.

# RÉUNION EXTRAORDINAIRE
## DE LA
# SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
## DANS LE
# JURA FRANCO-SUISSE
**du 18 au 26 juillet 1951**

---

Les membres de la Société qui ont assisté à la Réunion extraordinaire sont :

MM. D. Aubert.
A. Aymé.
E. Badoux.
P. Bellair.
P. Bourquin.
A. Buxtorf.
A. Caire.
G. Castany.
Mlle F. Catzigras.
M. G. Corroy.
Mlle G. Dessenne.
MM. M. Dreyfuss.
G. Dubois.
M. Dubois.
J. Durand
M. Durand-Delga.
W. Fisch.
MM. P. Fourmarier.
L. Glangeaud.
J. Goguel.
C. Gouvernet.
Mme Y. Gubler.
Mlle S. Gueirard.
MM. L. Guillaume.
A. Jeannet.
MM. A. Lambert.
J. Lavigne.
A. Lombard.
M. Lugeon.
L. Lutaud.
Em. de Margerie.
M. Mattauer.
P. Michel.
R. Mouterde.
F. Nougarède.
M. Orgeval.
J. Pech.
M. Pelletier.
M. Pfannenstiel.
C. Pomeyrol.
Pressouyre.
P. Pruvost.
J. Ricour.
R. Schlumberger.
H. Teissier du Cros.
M. et Mme H. Termier.
MM. N. Théobald.
L. Trevisan.
H. Vincienne.
L. Vonderschmitt.
E. Wegmann.

Mme de Margerie, Mlle Davaux, MM. Blumenrœder, Diebold, Lagotala, Luthi, Millioud et Mlle Petiot, comme sténographe, ont également suivi les excursions.

---




Fig. 1. — Itinéraire.

Les différents figurés : 1 à 8 correspondent aux huit journées de l'excursion. Abréviations en suivant l'itinéraire : Ma : Mamirolle — Orn : Ornans — FB : faisceau bisontin — Sal : Salins — Lev : Levier — Arb : Arbois — Pol : Poligny — Voi : Voiteur — LIS : Lons-le-Saunier — SIR : Saint-Laurent-la-Roche — Cre : Cressia — Cui : Cuisia — SAm : St-Amour — Co : Coligny — Vi : Ville-reversure — Ize : Izernore — Na : Nantua — Oyo : Oyonnax — LR : Le Reculet — Fau : La Faucille — SCl : St-Claude — SL : St-Lupicin — SLJ : St-Laurent-du-Jura — PeM : Les Planches en Montagne — C : Chaux des Crotenay — M : Morez — D : La Dôle — DV : Dent de Vaulion — MO : Mont d'Or — Or : Orbe — Ne : Neuchâtel — ChFs : La Chaux de Fonds — FM : Franches Montagnes — S — Saignelégier — SU : Ste-Ursanne — MT : Mont Terrible — Ch : Charmoille — Por : Porrentruy — Mon : Montbéliard — BID : Baume-les-Dames.

## 1re journée. Mercredi 18 juillet

### Matin

M. Goguel, Président de la Société géologique de France ouvre la séance de la Réunion extraordinaire dans l'amphithéâtre de la Faculté des Sciences de Besançon.

Conformément à la tradition, il propose M. Glangeaud comme Président de la réunion extraordinaire. M. Glangeaud estime que plusieurs des éminents géologues présents sont plus qualifiés que lui. Devant son refus et sur les propositions de M. Goguel, le bureau est ainsi constitué :

Présidents d'Honneur : MM. Lugeon et de Margerie,

Présidents. Pour la partie française : M. Fourmarier. Pour la partie suisse : M. Wegmann,

Secrétaires : MM. Castany et Caire. — Trésorier : Mlle Bourg.

Après l'élection du bureau, M. Fourmarier prend la présidence. Il passe la parole à M. Glangeaud qui souhaite la bienvenue aux congressistes, d'abord au nom de l'Université en excusant M. le Recteur absent, puis comme Doyen de la Faculté des Sciences et enfin comme Professeur de Géologie à Besançon. Il distribue l'itinéraire des excursions (fig. 1).

## LES PROBLÈMES DU JURA

par **L. Glangeaud**

En 1940, plus de 2.000 publications avaient déjà paru sur le Jura. A cette date, ce modeste satellite des Alpes paraissait bien connu. Il représentait dans l'esprit de beaucoup de géologues un faisceau de plis simples offrant par place quelques plis faillés. Le Jura était pour eux une simple virgation vers le N de quelques plis alpins. Les interprétations du Jura se bornaient à refléter, avec fidélité, les théories des grandes Ecoles tectoniques successives. Le Jura était décrit tantôt avec style hercynien où prédominaient des mouvements verticaux, tantôt était expliqué exclusivement par le jeu de mouvements horizontaux. En réalité, cette chaîne présente

toute une série d'accidents très variés depuis la faille verticale du type rhénan, jusqu'à de petits chevauchements qui évoquent le style alpin.

En 1941, une ingénieuse théorie de M. Lugeon, utilisant la notion de glissement en masse de la couverture créée par M. Buxtorf, attira de nouveau l'attention des géologues sur le Jura. Depuis, les travaux approfondis des géologues suisses et français ont montré la complexité de cette chaîne. Pour la comprendre, il est nécessaire d'abandonner les idées classiques et de faire appel à des notions tectoniques nouvelles.

Un premier problème général se pose aujourd'hui : le Jura présente-t-il une réunion incohérente d'accidents variés ou offre-t-il, au contraire, des lignes directrices nettes ? Peut-on expliquer tous ses accidents par une théorie générale cohérente, comme l'ont fait les théories de MM. Lugeon (1941) et Umbgrove (1948) ? Pour M. Lugeon la couverture secondaire du Jura a glissé dans son ensemble, de *l'intérieur vers l'extérieur* de la chaîne. Le poids des Préalpes transmis par la mollasse au Jurassique et au Trias sous-jacent est à l'origine de la poussée jurassienne.

Au contraire, pour M. Umbgrove, les plis des Alpes se sont formés à la suite de l'enfoncement d'ensemble (root) de la croûte granitique (sial) dans l'écorce basaltique sous-jacente (sima). La traction ainsi exercée sur les bords de la chaîne alpine a entraîné de l'*extérieur vers l'intérieur*, le socle primaire du Jura. Ce dernier s'est disloqué en plusieurs fragments qui ont amené le plissement de la couverture d'âge secondaire.

De nombreux faits nous ont fait admettre la cohérence dans l'espace de la chaîne du Jura liée à un bombement en amygdale du socle profond. Dans le temps, cette unité d'ensemble a subi l'empreinte de « tectoniques superposées » pour employer le mot de M. Wegmann. L'image actuelle de cette chaîne peut donc en être décrite de la façon suivante (L. Glangeaud, 1943, 1947, 1949) :

1) La structure actuelle du Jura n'est le résultat ni d'une phase unique, ni de la déformation d'une matière homogène. Cette structure est due à la superposition de déformations d'âge secondaire, de failles-plis d'âge oligocène, de jeux de voussoirs d'âge miocène, de compressions d'âge pontien et d'une surrection d'âge pliocène avec des érosions intercalaires.

2) Le style des plissements jurassiens se caractérise, dans son ensemble, par un décollement de la couverture par rapport au socle, avec jeux dysharmoniques aux niveaux plastiques triasico-liasique, oxfordien et crétacé inférieur.

3) Le faisceau helvétique (Jura interne ou Haut Jura) n'a pas eu exactement la même évolution que le Jura externe. Les couches du Secondaire y sont plus épaisses et plus marneuses ; l'influence du socle

y est moins nette. Comme conséquence, le style des plis est différent dans les faisceaux interne et externe.

4) Dans le Jura externe et d'une façon plus atténuée dans le Haut-Jura (faisceau helvétique), les distensions oligocènes avec les réseaux de failles anté-miocènes et le bord des voussoirs ont joué un rôle directeur dans le style et la position géographique des plis mio-pliocènes.

A ces caractères généraux considérés à l'échelle de la chaîne, s'ajoutent des complications locales à l'échelle des plis. Chaque niveau plastique important a produit des phénomènes disharmoniques.

5) Dans le Jura externe, la première masse plastique importante est inférieure au Sinémurien. La deuxième correspond au Lias supérieur ; la troisième, aux marnes oxfordiennes et la quatrième, aux argiles purbeckiennes. A chacun de ces niveaux ont pu se produire des glissements différentiels qui rendent encore plus complexe l'interprétation tectonique des plis.

En tenant compte de ces faits les problèmes sont les suivants :

1) Un problème *structural.* Quelles sont les parts respectives des jeux du socle primaire, des niveaux plastiques du Trias, du Lias et de la couverture plus ou moins rigide du Secondaire, dans la répartition et la forme des plis du Jura ?

2) Un problème de *paléogéographie* ; dans quelle mesure l'évolution paléogéographique de la région a-t-elle préparé, par les changements de faciès et d'épaisseur des couches, le matériel qui interviendra dans la formation de ces plis ?

3) Un problème *cinématique.* Quelles sont les différentes phases par lesquelles sont passés les accidents tectoniques du Jura ?

4) Un problème *dynamique.* Quelles peuvent être les forces qui sont intervenues dans cette évolution tectonique (distensions et compressions) ?

5) Un problème *morphologique.* Dans quelles mesures la morphologie de la chaîne du Jura a-t-elle évolué en même temps que les plis et quelle relation existe-t-il entre cette évolution morphologique et les plissements ?

Ces problèmes sont à l'échelle du Jura. A l'échelle de la chaîne alpine, le problème dynamique majeur est celui de la transmission de l'énergie orogénique, sur la bordure de la chaîne alpine, dans le Jura, et d'une façon plus générale, sur toute la bordure de cette chaîne plissée. Nous n'envisagerons pas l'aspect alpin de la question, aspect qui sera traité à la fin de la réunion, où les personnalités éminentes qui y assistent, nous donneront leur opinion sur la question. Mais à l'échelle du Jura, le problème dynamique peut être abordé dès le premier jour. En effet, pour expliquer le Jura, deux mécanismes ont été évoqués.

La couverture secondaire du Jura aurait glissé d'une façon indépendante sur le socle primaire qui serait resté plus ou moins inerte. Cette conception des écoulements d'ensemble de la couverture secon-

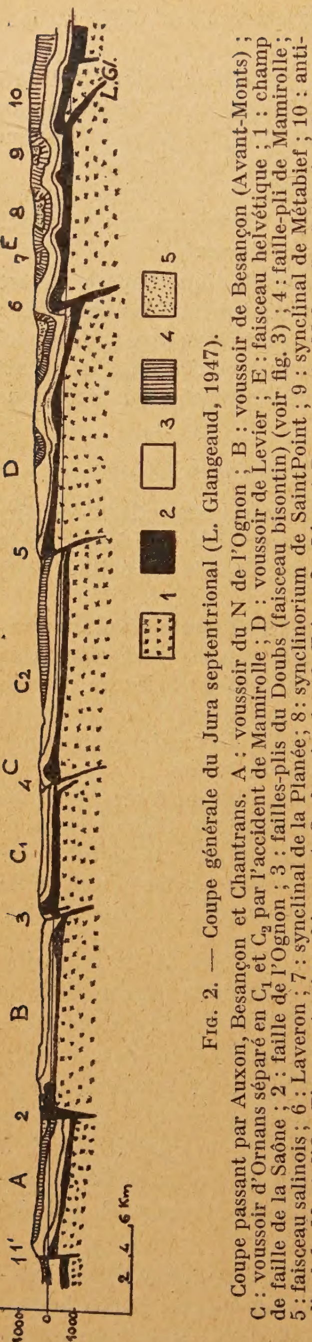



FIG. 2. — Coupe générale du Jura septentrional (L. Glangeaud, 1947).

Coupe passant par Auxon, Besançon et Chantrans. A : voussoir du N de l'Ognon ; B : voussoir de Besançon (Avant-Monts) ; C : voussoir d'Ornans séparé en $C_1$ et $C_2$ par l'accident de Mamirolle ; D : voussoir de Levier ; E : faisceau helvétique ; 1 : champ de faille de la Saône ; 2 : faille de l'Ognon ; 3 : failles-plis du Doubs (faisceau bisontin) (voir fig. 3) ; 4 : faille-pli de Mamirolle ; 5 : faisceau salinois ; 6 : Laveron ; 7 : synclinal de la Planée ; 8 : synclinorium de SaintPoint ; 9 : synclinal de Métabief ; 10 : anticlinal du Mont-d'Or. Figures stratigraphiques. 1 : Socle primaire ; 2 : Trias ; 3 : Lias et Dogger ; 4 : Malm ; 5 : Crétacé et Tertiaire.

daire a été, dans le Jura, émise par M. Buxtorf et remarquablement utilisée par M. Lugeon. Elle avait été proposée pour la Provence par M. Lutaud qui avait ajouté ensuite à ce phénomène d'ensemble la notion très heureuse des érosions intercalaires. Les lacunes produites par ces dernières permettaient d'expliquer de nombreuses structures locales. A cette conception du cisaillement total au niveau du Trias et de l'indifférence complète du socle, s'oppose la conception de M. Aubert, où le socle intervient d'une façon accusée dans les plis de couverture, non seulement au point de vue statique mais dynamique.

Ces interprétations monogènes si utiles pour l'analyse, supposent l'intervention d'un seul phénomène. Or le Jura, d'après les travaux récents, est une chaîne polygène.

Les grandes dislocations majeures comme celles qui bordent la Bresse ou le prolongement du fossé rhénan, peuvent coexister avec des dislocations secondaires disharmoniques affectant seulement la couverture. Une partie des dislocations secondaires de la couverture serait apparue au cours d'une des phases de distension qui ont accompagné les différents jeux auxquels ont été soumis le socle et la couverture du Jura. Une autre partie est due aux ruptures classiques des axes anticlinaux (plis faillés), par exemple pour le pli du Reculet.

Nous verrons des failles secondaires de distension, le troisième jour, dans la région de Mouthier-Haute-Pierre, en arrière du front de poussée de l'anticlinal chevauchant d'Haute-Pierre et dans la région du Vignoble. C'est aussi le cas de la chaîne de l'Euthe.

Nous distinguerons ainsi les failles majeures profondes, liées aux grandes cassures du socle et les failles de couverture qui ne s'étendent pas en profondeur.

Les dislocations du socle peuvent ainsi être transmises sans modification importante de la couverture, soit au-dessus (effet immédiat), soit être modifiées en passant dans la couverture (effet médiat). Dans ce deuxième cas elles peuvent subir des modifications variées :

*a*) Une faille simple du socle, peut, par exemple, s'amortir et correspondre, en surface, à une flexure. C'est le cas de la faille de l'Ognon qui est une faille majeure. Elle a produit des flexures dans la dernière phase.

*b*) La faille majeure profonde peut disloquer la couverture, mais en se subdivisant dans celle-ci, et en donnant, par exemple, une série de lanières parallèles. C'est probablement le cas pour certaines lanières du Jura méridional.

*c*) Dans un troisième cas, le socle primaire présente, plutôt qu'une faille, une flexure qui se traduit, en surface, soit par un champ de failles, soit par une flexure parallèle. Les « écrans plastiques » intercalés dans la couverture secondaire, ont ainsi déformé ou réfracté plus ou moins les accidents du socle.

Les problèmes du Jura étant ainsi posés, nous examinerons pour les résoudre, les importants documents qui ont été réunis dans ces dernières années par des équipes de chercheurs. La carte que nous avons l'honneur de vous présenter, a été dessinée au 1/50.000$^{e}$, à partir de levers effectués au 1/20.000$^{e}$, à l'exception de quelques petits tronçons qui ont été interpolés.

Ces levers ont été effectués, pour les feuilles du Sud, par les élèves de l'Ecole nationale du Pétrole, soit pour cette école, soit pour la Régie autonome des Pétroles, qui a bien voulu nous autoriser à les reproduire ici. Je citerai parmi ceux-ci : MM. ACKERMANN, BERTHE, BIZON, BOIS, BOSC, CAILLON, CAUVIN, CHOLET, CLIQUET, COTTENCON, DEGUEN, DE CHEVILLY, DE LIGNERIES, DE RIVOYRE, DOLLE, FAURE, FOURMENTRAUX, GARD, GORGE, HAENDEL, JEHAN, KIECKEN, LAVIGNE, MASSON, MARTEL, MERMOD, NOUGARÈDE, MULOT, QUOIX, RAMETTE, RELIN, ROSSET, SALLE et WILSDORF. Le travail sur le terrain a été dirigé et contrôlé jusqu'à sa mort, par le regretté SCHNEEGANS, puis par M$^{me}$ GUBLER, ainsi que par moi-même. Au Nord, les levers ont été faits par l'équipe de Besançon, avec MM. CAIRE, CASTANY, DREYFUSS, GARD, etc... Une grande partie de ces études a fait l'objet soit de diplômes, soit même de thèses d'Université soutenues à Besançon.

C'est donc une œuvre collective que je présente ici. Si j'ai pris la parole au début de l'excursion, c'est au nom de tous ceux qui y ont participé.

Je dois toutefois adresser un hommage particulièrement ému à notre regretté collègue Schneegans, à qui est due cette expérience de travail en collaboration. Il avait bien voulu, avec la noblesse d'esprit que nous lui avons connue, proposer à notre modeste faculté de province de participer à cette œuvre dont nous avons ensemble établi le programme pré-

liminaire. La mort de ce géologue a privé la France, non seulement d'un savant éminent, mais aussi d'un homme rayonnant, d'une haute valeur morale et pédagogique. Mme Gubler, qui lui a succédé dans la direction des travaux de ses élèves, s'est montrée un digne successeur de Schneegans. La coordination des efforts a continué dans l'esprit du programme initial, grâce à elle. Pour obtenir des résultats il a fallu choisir des régions spéciales où les problèmes généraux pouvaient être utilement confrontés, avec les faits, au moyen de levers de précision.

De telles études avaient été effectuées avant la guerre par nos collègues suisses, et notamment par les élèves de Buxtorf, dans le Jura bâlois et les Franche-Montagnes, et par M. Aubert, de Lausanne, dans la vallée de Joux. Les documents qu'ils ont ainsi apportés donnaient déjà des renseignements fort précieux, valables pour l'ensemble du Jura.

Nous avons à remercier aussi M. Michel, Géologue en Chef de la R. A. P. qui a bien voulu nous accorder l'appui de sa puissante organisation scientifique. Il a montré une grande élégance en acceptant de nous communiquer sa riche documentation. Les études sur le Jura ont aussi reçu, au cours de ces dix dernières années, un très important apport grâce aux travaux du B. R. G. G., dirigé par MM. Friedel, Goguel et Guillaume. Plus au Sud, M. Vincienne étudie le Jura méridional depuis de nombreuses années. Nous serons heureux qu'il fasse profiter la Société géologique de sa parfaite connaissance du pays.

Il est intéressant de constater que les études poursuivies par nos collègues suisses, le B. R. G. G., Schneegans et moi-même, ont abouti à de nombreux résultats convergents. Cette réunion est donc une réunion de travail, organisée avec un esprit d'équipe en demandant la collaboration de tous les spécialistes qui ont étudié le Jura.

La Réunion extraordinaire de 1951, aura surtout pour but, l'étude particulière des structures, puisque c'est le domaine dans lequel ont été réunis le plus grand nombre de faits nouveaux.

## Après-midi

Les faisceaux bisontins et salinois, vue d'ensemble des types de failles-plis, série stratigraphique du Lias au Portlandien, par MM. Glangeaud et Dreyfuss.

Itinéraire : Besançon, Montfaucon, Morre, Besançon.

Les cars gagnent le sommet de la montagne de Montfaucon.

**L. Glangeaud.** — *Les unités du Jura septentrional vues de Montfaucon.*

1° Aperçu géographique. — La vue de Montfaucon embrasse les unités tectoniques qui seront étudiées pendant les deux premiers jours de l'excursion. La colline sur laquelle nous nous trou-

vons est un anticlinal, il fait partie du faisceau bisontin qui se dirige d'abord vers le SW avec une direction NE-SW. A 10 km au SW de Besançon, près de Vorges, ce faisceau prend brusquement une direction N-S en formant une ligne de crêtes subméridiennes ; ce relief aboutit au Mont Poupet, montagne surélevée, de forme aplatie, qui se profile à l'horizon.

Le faisceau bisontin n'a, au maximum, que 3 km de largeur. Il est bordé au N par une région découpée par des failles subméridiennes et nommée « les Avants Monts ». Cette seconde unité tectonique est bordée au N, par une grande faille que l'on suit sur de nombreux kilomètres le long de la vallée de l'Ognon. A l'W de cette vallée s'étendent les plateaux de la Haute Saône, hachés de failles et enfin, à l'horizon, on devine le bord des plateaux de Langres, puis la bordure du Bassin de Paris.

Dans la direction du S, le faisceau bisontin est bordé par une région sub-tabulaire. C'est le plateau d'Ornans. Il est accidenté par une première ligne de sommets, sur le passage de l'accident de Marmirolle, qui sera présenté par M. Dreyfuss. Au dernier plan, une longue ligne de reliefs, dont le Mont Poupet représente la sentinelle avancée, forme la limite méridionale du plateau. C'est le faisceau salinois, de direction WSW-ENE.

Au pied du Mont Poupet, le faisceau salinois se raccorde au faisceau bisontin. Enfin, au SE, on aperçoit les premières rides du faisceau helvétique.

Nous avons donc ici d'assez grandes surfaces, presque plates ou faiblement ondulées. Ces grands plateaux sont limités par d'étroites zones plissées. Cette mosaïque de plateaux, encadrés par des bourrelets plissés et faillés, caractérise le style comtois.

2° Structure de détail du faisceau bisontin. — Pour bien saisir la structure du faisceau bisontin, il y a lieu de suivre la ligne de crêtes qui part de Besançon, passe par la Citadelle et arrive à la Chapelle des Buis. Cette ligne correspond à la coupe (fig 3, II). Nous soulignerons simplement dans cette coupe, les faits suivants :

A) Au N du faisceau, l'*anticlinal de la Citadelle* est dissymétrique vers le SE. Son axe s'abaisse du SW au NE. Le pli s'atténue au NE et passe à une région sub-tabulaire. La ville de Besançon est construite sur le flanc NW de cet anticlinal, et dans le synclinal de Besançon, qui constitue la limite S des Avants-Monts.

B) Au S du faisceau, le *synclinal* qui est au pied de la Chapelle des Buis ne se raccorde pas avec le pli de la Citadelle. Dans une région à structure classique, cet ensemble serait considéré comme une région plissée, puis affectée d'une dislocation verticale. Une étude structurale précise de la région montre que les failles ne suivent pas, comme c'est le cas

pour les plis failles à flanc inverse étiré, la bordure des anticlinaux. Elles se dégagent de ceux-ci pour atteindre les régions tabulaires et montrent ainsi une certaine indépendance. Mais les plis n'ont pas une position quelconque par rapport à ces failles comme ce serait le cas pour une faille postérieure aux plis. Si l'on examine une région assez étendue on constate que les plis se sont moulés sur les failles en se relayant. De ces deux constatations on peut conclure que les failles sont antérieures aux plis tout en ayant pu rejouer postérieurement.

C) La *faille du Doubs* correspond à l'abrupt de la falaise qui domine le Doubs au-dessus de la voie ferrée et de la route nationale. Plus bas, le long de la route de Besançon à Morre et en deçà de la faille, nous voyons un paquet de calcaire kimméridgien, qui appartient au flanc SE de l'anticlinal de la Citadelle. Le Séquanien du sommet de la falaise du Doubs apparaît donc superposé au Kimméridgien du bas de la falaise, qui est en fait, coupée obliquement par l'affleurement de la faille. Pour expliquer cette apparente superposition anormale, M. Bertrand (1896) avait dessiné un pli couché à la base d'une nappe de charriage du type alpin. Son interprétation a été admise sans discussion jusqu'en 1943 (de Margerie). Or, c'est là une erreur qui provient d'une illusion d'optique. Ce n'est pas une superposition due à un pli couché, mais la juxtaposition de deux compartiments plissés (faille-pli) due à une faille verticale.

D) *La faille pli de Montfaucon.* — Cette notion de faille-pli est aussi applicable au pli de Montfaucon, sur lequel nous nous trouvons, ainsi que le montre une coupe de M. Gagnebin (fig. 3, I). Venu dans la région avec une opinion assez opposée, notre regretté et éminent collègue suisse a admis cette interprétation, à la suite de levers minutieux effectués avec ses élèves et M. Aubert.

C'est exactement à nos pieds que passe cette coupe de la fig. 3, I. La combe anticlinale laisse apparaître le Lias. Du côté SE, le flanc est normal et régulier. Le Lias est recouvert par toute la série bajocienne qui plonge à 45°, puis devient horizontale sous l'Oxfordien qui forme le fond des marais de Saône. Du côté NW, la structure est différente. En effet, la masse liasique a été poussée, en une petite hernie, sur le Jurassique supérieur. Le terme de pli déversé ne convient pas à cette structure. On voit, en effet, du Bajocien presque vertical, reposant sur le Jurassique supérieur peu incliné. Ce dernier représente le flanc N de l'anticlinal de la Citadelle. C'est donc, ici encore, une faille-pli, limitée au N par le voussoir effondré du Doubs.

E) *La faille Morre-Thise.* — L'anticlinal de Montfaucon est séparé de celui de la Chapelle des Buis par une région assez complexe. En effet, entre les deux, dans le ravin de Morre, passe une faille oblique subméridienne (Morre-Thise) qui coupe en travers le faisceau bisontin. Les structures ne sont pas équivalentes de chaque côté de cette faille, qui délimite deux voussoirs ayant joué de façon différente. Cette faille subméridienne est coupée par la faille E-W précédemment reconnue, parallèle au Doubs (faille du Doubs). La faille Morre-Thise d'abord N-S, s'infléchit et prend

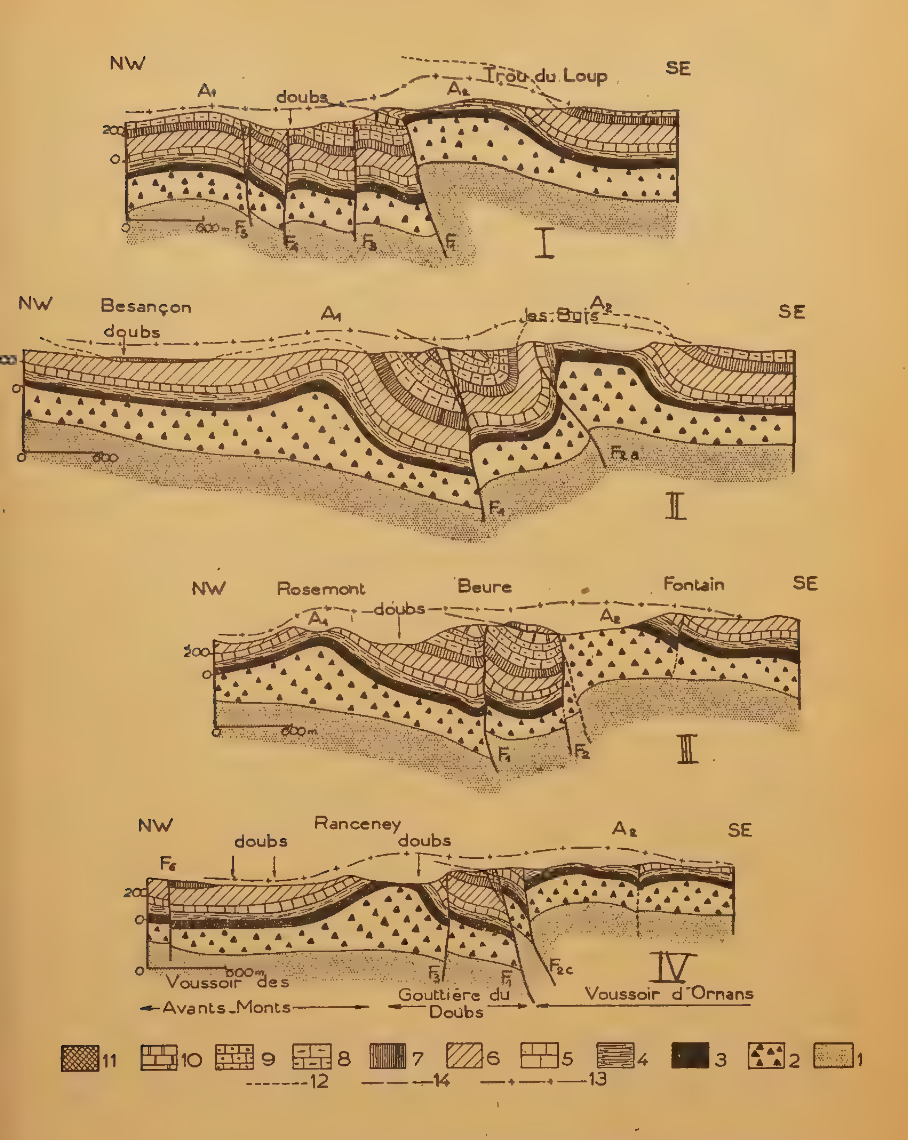



FIG. 3. — Coupes à travers le faisceau bisontin au N et au S de Besançon. (L. Gl. 1947).

1 : substratum primaire ; 2 : Trias gypso-salin ; 3 : Lias inférieur ; 4 : Lias supérieur ; 5 : Bathonien ; 6 : Bajocien ; 7 : Oxfordien ; 8 : Argovien ; 9 : Rauracien ; 10 : Séquanien ; 11 : Kiméridgien-Portlandien ; 12 : surface de base de l'Oxfordien ; 13 : surface anté-pontienne ; 14 : surface de la Jeurande.
$A_1$ : anticlinal de la Citadelle ; $A_2$ : anticlinal Morre-Arguel.

La fig. 3, I est faite en partie d'après une coupe de M. GAGNEBIN (1947).

une direction N-E ; elle passe vers le château de la Juive au pied duquel l'Oxfordien vient buter contre le Rauracien. Après avoir limité l'anticlinal de la Citadelle, elle dénivelle, dans la région de Thise, une zone tabulaire. Cette faille est donc indépendante et antérieure aux plis.

F) *La faille des Buis.* — L'anticlinal de la Chapelle des Buis est bordé près de son axe, par une troisième faille (faille des Buis), différente de celles que nous venons de décrire. La faille des Buis est due à une rupture du flanc NW de l'anticlinal des Buis. Ainsi, l'anticlinal des Buis est un pli faillé, avec manifestations diapiriques. Il se raccorde suivant les règles classiques au synclinal de la Chapelle des Buis qui le borde au NW.

3° Structure des Avants-Monts. — La structure du faisceau bisontin que nous voyons ici avec une belle netteté, nous paraît ainsi liée à l'existence de failles antérieures aux plis.

On comprend d'autant plus aisément son origine qu'on le place dans son cadre géographique entre les Avants-Monts et le bord du plateau d'Ornans.

C'est pourquoi je donnerai quelques renseignements sur la structure des Avants-Monts que nous voyons du sommet de Montfaucon. Les « Avants-Monts » à l'W de Besançon, se présentent à nos yeux sous forme d'une zone en apparence plane, limitée par deux talus, l'un descendant vers l'Ognon et l'autre vers le Doubs. La surface supérieure, vue à distance, donne l'impression d'un plateau. Ce n'est là qu'une illusion. Cette surface supérieure correspond à une surface d'érosion anté-pliocène, déformée, qui forme un vaste anticlinal coffré à sommet plat, limité au N et au S par deux flexures brusques. Cette déformation est postérieure au Pliocène inférieur. Les deux flexures forment, d'une part, le flanc S de la vallée de l'Ognon entre Burgille-Recologne-Auxon et Vieilley et, d'autre part, le flanc N de la vallée du Doubs entre St-Vit et Besançon.

Une étude faite sur le terrain et le simple examen de la carte géologique montrent que les Avants-Monts, en apparence tabulaires, dans la partie médiane à l'E de Besançon, sont formés en réalité de failles-plis de direction subméridienne qui sont limités au S par la flexure SW-NE de la vallée du Doubs qui leur est postérieure. Il en est de même pour la faille de l'Ognon, de direction presque E-W qui est postérieure à tous ces accidents subméridiens. Ces accidents subméridiens prolongent le champ de failles-plis (faisceau lédonien) qui borde le Jura à l'W, depuis Ambérieu au S jusqu'à Saint-Vit au N. Ce faisceau constitue les Avants-Monts à l'W de Besançon. Ces dislocations subméridiennes sont antérieures à la surface d'aplanissement des Avants-Monts et aux déformations subies par cette dernière. Elles sont anté-pontiennes, et même probablement anté-miocènes.

Les Avants-Monts nous offrent donc, dans leur partie médiane, entre Pouilley-les-Vignes et Saint-Vit, l'état probable des plis sub-

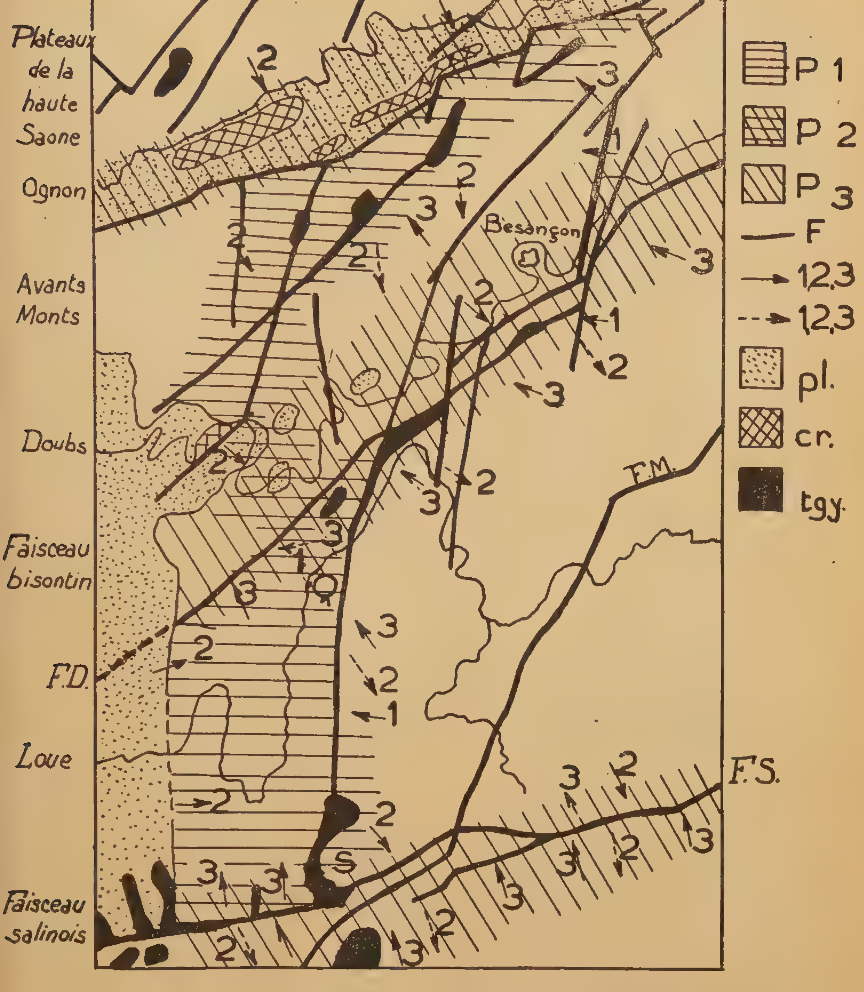



Fig. 3 *bis*. — Schéma des relations entre les faisceaux salinois et bisontins (L. Glangeaud, 1944-1947).

Cette figure est destinée à montrer comment les mouvements successifs de glissement de distension et de compression de la couverture ont engendré les différents faisceaux et provoqué des zones d'interférences. — P1 : partie de la couverture distendue au cours de l'Oligocène ; P2 : partie de la couverture ayant glissé à la phase 2 et ayant été comprimée à la phase mio-pliocène. P3 : phases mio-pliocènes dominantes ; F : failles et champs de dislocations. Flèches en traits pleins : zones de compression et de plissement dans les phases 1, 2 et 3. Flèches en tirets : zones de distension et de décrochement dans les phases 1, 2 et 3. — pl : Pliocène ; cr : Crétacé ; tgy : Principaux affleurements de Trias plastique (Keuper) ; F. S. : champ de failles salinois ; F. D. : champ de failles du Doubs (faisceau bisontin). En blanc : zones subtabulaires.

méridiens, avant les phases miopliocènes. Au contraire, au S du Doubs, entre Saint-Vit et la région où nous sommes, une ou plusieurs phases postérieures ont produit les plis du faisceau bisontin, de direction différente, sensiblement NE-SW. En se superposant à une tectonique antérieure, ces phases ont donné à ce faisceau, toute une série de complications de détail que nous étudierons au cours des excursions.

En se rapprochant de Besançon et au NW de cette ville, les failles-plis subméridiennes des Avants-Monts ont subi aussi des déformations plus accusées, allant jusqu'au diapirisme et au chevauchement. Elles donnent le faisceau des failles-plis à noyau triasique de la région de Miserey et Chatillon. L'accentuation de ces failles-plis et des diapirs qui les accompagnent est due, en grande partie, aux dernières phases tectoniques. La phase post-pontienne a notamment joué un rôle important.

En effet, on voit la surface anté-pontienne subir une élévation rapide dans la région de Tallenay.

4° Les phases orogéniques du Jura septentrional. — La faille de Morre-Thise que nous avons décrite plus haut et qui coupe le faisceau bisontin à Morre, appartient à la première phase sub-méridienne. Très souvent les dislocations de la première phase, avant de subir des compressions des phases postérieures, ont éprouvé les effets d'une distension. Il s'est produit ainsi de petits effondrements linéaires, que nous avons nommés des « pincées ». La faille subméridienne de Morre-Thise est accompagnée d'une de ces pincées. Nous en verrons d'autres.

Les relais du faisceau bisontin aux environs de Besançon sont en grande partie imposés par la structure antérieure subméridienne. C'est ainsi la présence d'un champ de failles subméridiennes, antérieur à la dernière phase, qui a imposé sa direction N-S de Vorges jusqu'à Salins. Dans cette partie, les plis de la dernière phase sont parallèles aux champs de failles de la première. Par suite de ce parallélisme, la structure se modifie, les accidents transverses et les relais sont moins fréquents.

Il est, d'autre part, possible de séparer les deux principales phases que nous venons de définir, par le fait que les accidents des premières phases ont été complètement arasés par des surfaces d'érosion (surfaces de Montrond et d'Ornans). Ces surfaces ont été très aplanies et couvertes d'un manteau d'argiles à chailles, probablement pontiennes ou anté-pontiennes. La dernière phase orogénique est postérieure à cette surface d'érosion et à la formation des argiles à chailles.

Cette subdivision en deux phases orogéniques principales est encore insuffisante. On doit séparer dans la première phase, d'abord une phase de distension oligocène, dans laquelle dominent les jeux verti-

caux. Elle correspond sensiblement à l'effondrement de la Bresse. Elle a été suivie par une phase de compression, aquitanienne ou miocène inférieure.

De même, la deuxième phase a une histoire assez complexe. M. Dreyfuss et moi-même avons pu la déchiffrer dans le faisceau bisontin en étudiant les différentes surfaces d'érosion qui se sont emboîtées au cours de son déroulement.

En effet, les chevauchements de Montfaucon et ceux que nous verrons à Arguel sont très certainement des phénomènes tardifs, locaux et superficiels. Ils se sont produits vers la fin de la deuxième phase, sur des surfaces d'érosion entaillée dans la surface d'aplanissement anté-pontienne (surface de Montrond), plus ou moins érodée. Une de ces surfaces emboîtée a été nommée « surface de la Jeurande ». Pour ces études, la morphologie est liée à la tectonique et réciproquement, dans un complexe que nous avons proposé d'appeler « morphotectonique » (Glangeaud, 1949).

M. Fourmarier remercie et félicite M. Glangeaud de la remarquable analyse morphotectonique qu'il a réalisée avec son équipe, et donne la parole à M. Dreyfuss.

**M. Dreyfuss.** — *Remarques sur l'évolution du faisceau bisontin.*

Nous sommes particulièrement bien placés pour examiner les surfaces d'érosion anciennes. Au S de la colline de Montfaucon et du plateau de Saône, dans le prolongement des collines de Mamirolle, nous apparaissent une série de plateaux et de buttes témoins. En avant de ces plateaux se dresse la butte témoin de Montrond. Ces plateaux correspondent à une surface d'érosion vraisemblablement miocène, dégagée à partir d'un niveau de base qui était celui du bras de mer helvétique. A ce moment, les eaux s'écoulaient du NW vers le S ou vers le SE.

Avant le paroxysme orogénique pontien, il se produisit un mouvement de bascule. C'est probablement à la suite de ce mouvement que se forme une surface d'érosion correspondant à ce que les géographes ont appelé la plateforme de Montrond. Cette surface forme l'ensemble du premier plateau devant la crête de Mamirolle. Le raccord entre les deux surfaces d'érosion témoigne d'un drainage par des cours d'eau s'écoulant dans l'ensemble vers l'W. Il s'est donc produit un renversement du sens du drainage à cette époque. La présence de cours d'eau s'écoulant vers l'W a posé le problème de l'extension vers l'W et le N de cette surface d'érosion. La réponse a été celle que vous a donnée M. Glangeaud. Il s'est produit une déformation postérieure à cette surface dans le faisceau bisontin. La surface d'érosion que nous avons au-delà de Besançon, vers l'W, est donc très proba-

blement le prolongement morphologique de la surface d'Ornans. Une déformation récente, dans la région intermédiaire, correspond au faisceau bisontin; à côté des témoins morphologiques de surface déformée, des témoins d'alluvions et de dépôts anciens nous ont permis de vérifier cette hypothèse.

Cette déformation de la surface de Montrond au niveau du faisceau bisontin et les dénivellations entre le plateau de Montrond proprement dit et la région de Besançon, s'accompagnent probablement d'autres phénomènes. Je vous ai montré, tout à l'heure, le raccord morphologique des deux surfaces au niveau de Montrond, avec deux buttes témoins. Plus à l'E, on voit la crête dominer largement la surface d'Ornans et il semble bien qu'il y ait un rejeu récent, comme je l'ai démontré par des études locales.

Il semble qu'on peut interpréter, de la même façon, comme une déformation récente, le relief correspondant à l'anticlinal de la forêt de Chailluz. Ce n'est pas une région plus plissée que le faisceau des Avants-Monts de la région de Besançon. Elle appartient, au point de vue morphologique, à cette région des Avants-Monts.

Après l'exposé de M. Dreyfuss, M. Mattauer donne quelques précisions sur les complications structurales existant au voisinage des failles de Morre-Thise et de la faille du Doubs, notamment dans la région de Morre. Ces complications qui ont été mises en évidence par des levers au 1/10.000e, montrent l'influence des structures antérieures sur les plis du faisceau bisontin.

Discussion. — Ces exposés sont suivis d'une discussion sur les Radiolarites existant dans les dépôts pliocènes de la région. On a signalé sur la butte de Montfaucon, de nombreux galets de Radiolarites. Il en existe aussi en abondance dans les dépôts du cône de déjection de la forêt de Chaux. Plusieurs auteurs se sont basés sur l'existence de ces Radiolarites, pour penser que le Rhin était, au Pliocène, l'affluent du Doubs. Le Rhin aurait amené de tels galets en passant par le détroit de Belfort.

M. Jeannet remarque que cette roche n'est pas connue dans les Vosges et qu'elle est très rare dans la moraine du glacier du Rhône. M. le Professeur Vonderschmitt fait savoir qu'elle se rencontre dans le Sundgau. Elle y provient des Nagelfluh tertiaires qui se trouvent en abondance sur le versant SW du plateau suisse. Dans ces bancs, les roches dures seules ont subsisté. Leur désagrégation fournit ainsi les galets surtout siliceux ou cristallins, dont peuvent provenir les Radiolarites en question.

En conclusion de ces échanges de vue, M. Fourmarier note que la déformation de la mince couverture de dépôts alluvionnaires et, par conséquent celle de la pénéplaine, ne fait aucun doute.

Itinéraire. — On se dirige ensuite vers Morre par le Trou au Loup. A l'entrée du tunnel routier, on observe une série de couches verticales, affectées de légères ondulations appartenant au flanc S de l'anticlinal de Montfaucon-Arguel. On descend sur Morre.

Un arrêt permet d'observer l'anticlinal chevauchant de Montfaucon (fig. 3, II). M. GLANGEAUD commente la coupe et précise que la partie chevauchante ne se raccorde pas, par une flexure ou un mouvement synclinal, au secteur faillé.

La route vers Besançon suit la rive gauche de la vallée du Doubs. Les calcaires du Kimméridgien forment le talus de la route. Un arrêt permet d'observer la faille du Doubs et la fausse superposition anormale qui avait été interprétée comme résultant d'un charriage (voir ci-dessus, exposé à Montfaucon).

M. GLANGEAUD montre, par l'observation des couches visibles sur la falaise rocheuse, qu'il s'agit bien en réalité, d'une faille verticale ancienne qui a rejoué et s'est gondolée au cours des plissements postérieurs (type de faille-pli).

Un arrêt avant la ville, face à la passerelle des Prés de Vaux, permet d'observer la faille verticale et ondulée, qui correspond à un rejet de 200 m environ. Entre la Chapelle des Buis et la Citadelle, dans le col du Pont de Secours, le Callovien est réduit à une croûte ferrugineuse de quelques centimètres de puissance. Dans les gisements voisins de la ville de Besançon, à 1 km au N, cet étage est représenté par 4 m d'oolithes ferrugineuses avec de très riches faunes d'Ammonites. Il existe donc des émersions locales très nettes, au cours du Callovien.

---

## 2e journée. Jeudi 19 juillet

Etude détaillée du faisceau bisontin et de la région de Salins par MM. CAIRE, DREYFUSS et GLANGEAUD.

Anticlinal de la citadelle, faille-pli du Doubs. Chevauchement d'Arguel avec Trias diapyr. Anticlinaux et chevauchements de Pugey et de Busy. Vallée de la Loue. Pincée d'Ivrey. Vue du Mont Poupet sur l'interférence des faisceaux salinois et bisontin. Région de Salins.

Faisceau salinois dans la région de Salins, Nans-sous-St-Anne, plateau d'Ornans et de Montrond par MM. CAIRE, CASTANY, DREYFUSS et GLANGEAUD.

ITINÉRAIRE : Besançon, Beure, Arguel, Ivrey, Aiglepierre, Salins, Mont Poupet, Nans-sous-St-Anne, Cléron, Saône, Besançon.

Les cars partent en direction de Beure-Arguel, par la rive gauche du Doubs. Avant Beure, sur la route de Besançon, M. Dreyfuss montre, dans une carrière, les calcaires zoogènes avec Polypiers en place et Solénopores, sommet de l'étage argovien. C'est la base de l'ancien Glypticien des auteurs.

Le paysage est commenté par M. GLANGEAUD. Les calcaires bathoniens forment l'axe de l'anticlinal de la citadelle de Besançon. Ils sont surmontés des argiles oxfordiennes de la combe de Pont-de-Secours. Puis vient le Jurassique supérieur qui bute contre une nouvelle série.

Cette dernière, débutant avec la base du Jurassique supérieur constitue le synclinal des Buis. La faille ainsi délimitée coïncide avec la falaise au S et au-dessus de la route. Dans le compartiment affaissé, affleure le Rauracien. Ce même étage constitue au S, sur la falaise, à une cote supérieure, le sommet de l'abrupt. C'est une disposition identique à celle que nous avons vue hier, pour la même faille, sur la route de Morre, (fig. 3, II).

De l'autre côté de la vallée du Doubs, rive droite, au N, l'anticlinal de la citadelle se prolonge et se poursuit à Rosemont où apparaît son cœur liasique. Cet axe anticlinal Citadelle-Rosemont, qui, morphologiquement, devrait être continu, est découpé par un méandre, ancien bras du Doubs, dont l'âge peut être discuté. Il n'est pas impossible qu'il date du Quaternaire inférieur et que sa position actuelle soit la conséquence d'une déformation ultérieure. En effet, sa surface a été déformée, la boucle qui le constitue présentant deux parties, une ascendante et une descendante. La morphologie de l'anticlinal n'est donc pas due seulement à la phase de plissement pontienne, mais aussi à des déformations postérieures, plio-quaternaires.

*Passage à Beure. Arrêt avant le village d'Arguel.* — La structure complexe de la région de Beure-Arguel est commentée par M. Glangeaud et M. Dreyfuss. Des recherches détaillées ont permis de préciser l'évolution tectonique de cette zone et d'en tirer des conclusions complémentaires que nous expose M. Dreyfuss.

**M. Dreyfuss.** — *Exposé.* Au NW, nous observons le passage de la faille du Doubs (fig. 3, III), dans une petite combe où elle produit un décalage des bancs séquaniens correspondant aux principaux reliefs. Au SE s'étend l'axe liasique de la chapelle des Buis. Entre ces deux accidents, le compartiment intermédiaire montre une série peu inclinée dont les couches apparaissent nettement sous forme de petites falaises. Le banc supérieur correspond au Séquanien (10). La base rauracienne (9) dessine, au niveau de la cascade du Bout-du-Monde, un crochon synclinal. Sur cet ensemble, repose une série formée d'assises à peu près verticales dont on peut discerner l'essentiel de la stratigraphie. Le rocher principal, au NW, est constitué de Séquanien-Rauracien. Puis, la combe oxfordienne plantée de vignes est suivie, à l'E, du Bajocien-Bathonien. Tout ce complexe chevauche donc le Séquanien peu incliné.

Si nous replaçons dans leur position initiale les éléments chevauchants, nous remarquons que l'axe de l'anticlinal, qui se situe à l'E, devrait être reculé considérablement et qu'en outre, il y a un rapport direct entre les couches verticales que nous avons reconnues. Nous devrons, pour interpréter cette écaille, admettre qu'il y a eu un pli accompagné d'une fracture.

Un sondage exécuté pour rechercher du sel a atteint, en profondeur, au-dessous du Trias, les marnes liasiques verticales. Or en surface, le

Trias affleure vers le petit hameau de Maillot, au contact même de la série actuellement chevauchante. La poussée a donc bien été transmise par cet étage. Ce diapirisme est confirmé par l'étude des pendages. Dans le flanc normal du pli, ils atteignent plus de 45° dans les argiles bariolées, tandis que le Bajocien qui les surmonte et forme la crête, est subhorizontal. Il s'est produit ainsi un rebroussement, au moment de la mise en place de l'écaille, dû à une poussée verticale du Trias.

La route coupe, au SE de Beure, la surface de contact de l'écaille et de son substratum. Le Rauracien repose sur le Séquanien, par une brèche de base typique. Ici, la partie chevauchante est moins développée qu'au NE de Beure. A peu de distance au S, vers le rocher d'Arguel, le déplacement latéral s'amortit rapidement. C'est donc sensiblement à la tête de la vallée transversale que se situe le chevauchement correspondant au maximum de déplacement tangentiel.

Nous ne pouvons expliquer la mise en place d'une telle écaille, qu'en faisant intervenir plusieurs phases tectoniques successives.

1) Une première phase de plissement est postérieure à la faille de Trochatey ainsi que l'a démontré M. Glangeaud (1947) mais antérieure à celle de la Chapelle des Buis. Elle aurait ébauché les principaux plis, notamment l'anticlinal de la Chapelle des Buis.

2) Une période de distension eut pour effet la production de la faille de la Chapelle des Buis, faille d'affaissement abaissant le compartiment SE de l'anticlinal de la Chapelle des Buis.

3) Parallèlement ou postérieurement, l'érosion détruisit plus ou moins complètement dans le synclinal, une partie du Jurassique supérieur : au droit de Maillot, le Portlandien, presque tout le Kimméridgien et une partie du Séquanien du flanc SE furent usés.

4) Une nouvelle phase orogénique est alors intervenue, accompagnée sinon d'un véritable diapirisme, du moins d'un « bourrage de Trias », au sens où cette expression a été employée par L. Glangeaud (1945) et M. Aubert (1948). Cette « hernie du Trias », dont M. Glangeaud a montré l'importance au cours d'une excursion de la Société belge de Géologie (1947) a pour effet de porter cet étage à plus de 400 m d'altitude au S du fort W des Buis, tandis qu'il affleure seulement à moins de 350 m à Maillot et s'ennoie d'autre part à une altitude inférieure à 370 m avant d'arriver au pied du petit Treuchot.

La transmission des pressions dans les marnes triasiques et liasiques s'est effectuée en tous sens sous la voûte calcaire ; on a eu alors, simultanément ou presque :

*a*) une compression du compartiment compris entre les failles de Trochatey et de la Chapelle des Buis, avec accentuation du synclinal qui se couche localement. L'écaille est mise en place.

*b*) une inversion du rejet de la faille de Montfaucon et réalisation du coffrage du pli sous l'action des composantes verticales de la poussée.

Discussion. — M. Fourmarier demande si la pente générale était suffisante pour permettre le glissement de la couverture sur le voussoir affaissé.

M. Lugeon estime qu'une pente très faible suffit, étant donné que le temps intervient et permet le déroulement du phénomène.

M. Glangeaud fait remarquer qu'au cours de l'excursion, nous observerons des glissements avec plissements pour des pentes qui, mesurées avec précision, sont évaluées à 5° et même peuvent être inférieures.

M. Fourmarier note que les torsions de la grande faille du Doubs laissent supposer l'existence de relais dans la fracture.

M. Glangeaud répond que, du point de vue général, la présence de relais ou même de décrochements est fort possible, mais elle n'implique nullement une modification importante en ce qui concerne l'allure générale de la faille. Il est possible qu'une fracture profonde unique, donne, dans la couverture, des phénomènes plus complexes qui se traduisent, soit par des relais, soit par des décrochements.

M. Fourmarier est d'accord avec M. Glangeaud pour penser qu'effectivement, la présence de relais ou de décrochements n'apporte aucune modification essentielle.

M. Vincienne note que cette structure donne l'impression d'un pli déversé. La barre rauracienne redressée à la verticale apparaît comme un lambeau inverse de pli, sur lequel il semble que le flanc normal ait chevauché très loin en avant sur le synclinal. Des structures analogues s'observent dans le Jura méridional et oriental.

M. Gouvernet indique qu'ici, on ne voit pas de tassement, mais que, par contre, on observe le flanc NW du pli qui se relève et s'étire et qui viendrait chevaucher la série subhorizontale de terrains rauraciens-séquaniens. Le phénomène serait continu au lieu d'être interrompu, et caractériserait l'action très localisée du Trias dans un pli à noyau diapyr.

M. Dreyfuss insiste sur le fait que le chevauchement se produit au point où la surface déformée s'abaisse. C'est un chevauchement sur une surface d'érosion.

M. Glangeaud fait observer que les failles profondes ont joué à des moments différents : l'une a eu son jeu principal avant le pli et l'autre a rejoué au moment du pli. La première $F^1$ dite « faille du Doubs » ou de Trochatey, dénivelle, au S, le banc calcaire séquanien avec un redan très net. Elle correspond à une zone séparant les deux voussoirs de la Chapelle des Buis (bloc d'Ornans) et de la Citadelle (bloc des Avants Monts) (fig. 3, II et III). Antérieure aux anticlinaux, cette faille $F^1$ est due à la formation de la « gouttière du Doubs ». La seconde $F^2$, la « faille d'Arguel ou des Buis », que vient de décrire M. Dreyfuss, est liée à l'anticlinal diapir des Buis. Son rejeu postérieur a donné une faille secondaire.

Le chevauchement d'Arguel et la faille secondaire contemporaine du pli, sont limités des deux côtés de la reculée de Beure. Avant le pli; la faille profonde ne se serait manifestée ici que par une flexure de la couverture (1re phase de Dreyfuss). A Beure, une vallée d'érosion a alors attaqué le Lias inférieur et le Trias. Il est alors compréhensible que le Trias ait giclé en ce point seulement (phénomène morphotectonique). Le chevauchement tardif qui suivit est postérieur à la surface d'érosion emboîtée (surface de la Jeurande). Cette dernière est postérieure à la sur-

face anté-pontienne (surface d'Ornans et de Montrond). Elle doit être d'âge pontien supérieur ou Pliocène.

L'observation essentielle à retenir, est la présence de deux sortes de failles. L'une qui n'est pas influencée par le pli, est une « faille classique ». L'autre qui a joué avec la déformation, est une faille d'étirement ou de relaxation devenue au NE « faille-pli » (fig. 3, I, II). Cette notion est importante, car dans le Jura, nous observerons fréquemment trois jeux de fractures superficielles, les uns antérieurs au plissement, d'autres contemporains et les derniers postérieurs. Quel que soit leur âge, il faut surtout souligner le décalage pouvant exister, au point de vue chronologique et dynamique, entre les failles profondes de la phase oligocène et les failles de couverture qui dérivent des premières, ou qui sont liées aux plis mio-pliocènes.

L'étude locale des couches montre qu'antérieurement à la phase de déformation, des phénomènes ont provoqué l'apparition de diaclases. Ce fait est souligné dans le compte rendu de l'excursion extraordinaire de la Société géologique de Belgique (p. 105) où M. Fourmarier a précisé que la formation des diaclases est un phénomène précurseur des torsions pouvant précéder le plissement. L'analyse de la cinétique des plis peut ainsi ouvrir des horizons nouveaux sur l'interprétation des phénomènes existant dans les chaînes plus déformées où cette analyse n'est plus possible.

M. Pelletier demande comment l'on peut mettre en évidence l'existence d'une surface d'érosion post-pontienne et si l'on possède des preuves.

M. Glangeaud répond que nous n'avons pas de preuve quant à l'âge exact en Franche-Comté. Ce sont des surfaces cycliques qui s'emboîtent dans la surface d'Ornans. Or, cette dernière est d'âge miocène moyen et peut être pontien inférieur. Elle paraît postérieure au Pontien inférieur, en Suisse et dans le Jura méridional.

M. Fourmarier demande si l'on ne pourrait pas faire intervenir les différences de puissance du Trias dans le phénomène que nous observons.

M. Glangeaud précise que, d'une part ce phénomène n'intéresse pas seulement le Trias, mais dans certains cas, d'autres horizons comme le Lias et que, d'autre part, le chevauchement se produit toujours dans les zones déprimées, à l'exclusion d'autres points.

M. Fourmarier admet que, du moment que le même phénomène est observé en d'autres régions, l'argument montre un phénomène général.

M. Lugeon demande quelle est la position de la faille dite « du Doubs » par rapport aux accidents considérés et si l'on doit convenir que c'est la faille qui suffit à expliquer l'ensemble des phénomènes.

M. Glangeaud précise qu'il ne faut pas voir le passage d'une faille unique nettement définie, mais d'un champ de failles (gouttière du Doubs) continué sur 100 km, tout le long de la vallée du Doubs. Cette gouttière correspond à un axe de symétrie pour les plis qui se sont déversés vers la partie la plus déprimée. Elle est donc antérieure à leur formation (fig. 3).

Les auditeurs présents pensent qu'il y a là un argument en faveur de l'antériorité de l'effondrement de la gouttière du Doubs, par rapport à la formation finale des plis.

Itinéraire. — Nous observons bientôt à Arguel, un autre effet de la composante horizontale des poussées avec l'étirement de la combe oxfordienne sur laquelle nous roulons. En direction du château d'Arguel, l'Oxfordien est complètement laminé et l'on peut voir, par place, le contact direct du Rauracien et du Bathonien.

*Route de Quingey à Salins. — Tranchée du chemin de fer de Busy* (fig. 3, IV).

M. Glangeaud montre la suite du faisceau bisontin avec ses principaux accidents caractéristiques.

Près des villages de Busy et de Vorges, nous notons à nouveau, comme à Beure, un accident avec Trias diapir déversé et panneau poussé sur l'anticlinal de la Citadelle ($A_1$). Dans le lointain, nous apercevons la combe anticlinale avec les deux flancs : le versant S, très régulier, mais la retombée N a une structure très compliquée. Au S du château de Montferrand, une surface sensiblement plane et légèrement inclinée recoupe les couches de l'anticlinal. Cette surface se raccorde à des dépôts attribuables au Pliocène inférieur, et qui montent presque jusqu'aux abords du château. De l'autre côté, ils s'enfoncent au-dessous du niveau du Doubs. Il est alors nécessaire d'admettre, soit un remblaiement pliocène très considérable, soit une déformation post-pliocène inférieur. De nombreux arguments conduisent à choisir la seconde solution. En effet, ces couches pliocènes sont accompagnées d'une morphologie (ancienne vallée, méandres) qui ne peut s'interpréter qu'en admettant la présence d'une déformation séparant cette vieille morphologie de l'actuelle. Nous devons préciser, que dans le lointain, la déformation pliocène se prolonge très probablement au voisinage de la faille de l'Ognon tout en perdant de son amplitude.

Puis nous observons, dans la carrière voisine, une structure tectonique importante. Ce sont tout d'abord, le long de la route, avant l'excavation, le Rauracien appartenant à l'axe de la Citadelle. Les assises sont découpées par des failles dans lesquelles les fissures sont remplies de dépôts karstiques non déformés. Ce flanc est brusquement interrompu et chevauché par les calcaires bajocien-aaléniens. Ces calcaires avançaient certainement avant l'érosion au-dessus du Rauracien, car nous observons, dans les gouffres de cet étage, des fragments de Bajocien. Dans la carrière, nous pouvons examiner en détail les couches du Bajocien. Elles sont découpées par des failles postérieures à leur plissement. Ce sont des fractures de tassement analogues à la faille d'Arguel. En outre, nous observons un karst antétectonique. En effet, tandis que les dépôts karstiques des gouffres et fissures du Rauracien sont restés immobiles, ceux du Bajocien sont plus ou moins plissés et pincés dans la masse calcaire. Ils sont donc syntectoniques ou anté-tectoniques.

Au-dessus du Bajocien, on rencontre des calcaires probablement batho-

niens. Tout cet ensemble est légèrement chevauché par la masse des marnes liasiques appartenant à l'anticlinal de Larnod. Celui-ci est relayé vers le S par l'anticlinal de Vorges-Busy à la faveur d'un jeu de failles donnant une structure de détail compliquée. Les failles qui compliquent la structure de l'anticlinal de Vorges et de Larnod sont obliques par rapport aux plis. De direction subméridienne, elles paraissent appartenir à la phase anté-subméridienne antérieure au Pontien. Par contre, à partir de Vorges, aucune dislocation oblique importante ne découpe plus le faisceau N-S, car dans ce faisceau, les plis de la dernière phase sont sensiblement parallèles à ceux de la première. Nous verrons, par contre, réapparaître de tels accidents à Salins, où l'on aura, de nouveau, une superposition de deux phases tectoniques, de directions différentes.

Les cars partent en direction de Quingey, passent au Comice. Une petite faille fait apparaître un noyau liasique qui représente le dernier accident du faisceau bisontin, vers l'E. Ce Lias est recouvert par la série du Jurassique moyen et supérieur avec une petite flexure au coude de la rivière. A l'E, au fond, s'étend le plateau d'Ornans. En descendant la vallée de la Loue, nous pénétrons dans la partie méridionale subméridienne du faisceau bisontin. A droite de la route, les calcaires bathoniens, inclinés à 45°, se suivent sur une vingtaine de kilomètres, sans accidents importants. Ils sont surmontés par la combe oxfordienne.

Au village de la Chapelle, nous bifurquons vers Ivrey et le Mont Poupet. Arrêt avant le village d'Ivrey, sur le Séquanien de la pincée d'Ivrey.

**A. Caire.** — *Région d'Ivrey. Structure de la région salinoise.*

Depuis l'arrêt de Busy, nous avons quitté le faisceau bisontin et pénétré dans le faisceau de Quingey. Nous avons suivi, de Quingey à la Chapelle, l'axe NS du synclinal de Pessans, bordé à l'W par l'anticlinal de Mesmay, que la Loue traverse en cluse à Granges de Vaivre. A la sortie du village de la Chapelle, nous avons pris la direction de l'E et traversé, du $J^4$ au $J^2$, le flanc oriental du synclinal, puis la lente retombée des couches formant une ondulation anticlinale aux approches de la pincée d'Ivrey.

Lanière effondrée, disloquée, et plissée entre deux failles verticales subméridiennes, cette pincée typique sépare, au N d'Ivrey, la zone plissée du faisceau de Quingey et le plateau d'Ornans. Les cassures qui la bordent sont relayées vers le N par les failles du faisceau bisontin (Glangeaud, 1947).

Le grand accident, qui met en contact le Jurassique supérieur (et même vers Saint-Thiébaud un peu de Crétacé) et le Keuper, est dans le prolongement de la faille bordant à l'W, la pincée d'Ivrey. Mais tout le paquet plissé qui forme cette dernière, entre latéralement en contact, par la tranche, avec le Keuper. Il paraît naturel d'admettre l'existence d'une faille transversale, mais il est difficile de mettre en évidence un tel accident de part et d'autre de la pincée.

La structure est d'ailleurs en partie masquée par des lambeaux de Dogger, glissés sur le talus triasico-liasique du Poupet, et que nous observons emballés dans les marnes, contre le Jurassique supérieur de la pincée. Les phénomènes de glissement avec décollement de loupes marneuses sont fréquents sur le pourtour du Poupet et dans la haute vallée de la Furieuse. Nous en verrons bientôt d'autres exemples.

Les excursionistes se dirigent vers Ivrey. C'est à l'entrée du village que l'on observe la faille orientale de la pincée.

D'Ivrey à St.-Thiébaud, le chemin passe tout d'abord dans le Keuper et l'Infralias très recouverts, puis longe un moment le calcaire à Gryphées subhorizontal, avant d'entrer dans le Lias moyen. A l'W, nous observons, au delà de Keuper, la colline de Jurassique supérieur, sur laquelle sont plaqués de petits lambeaux de calcaires à entroques jaunâtres du Bajocien.

Arrêt de St-Thiébaud.

Un rapide tour d'horizon nous permet de reconnaître les éléments tectoniques observés en fin de matinée. Nous voyons très bien le passage de la faille de St-Thiébaud, relayée vers le N par les failles de la pincée d'Ivrey. A l'W, ce sont les plis N-S du faisceau de Quingey et au-delà, la plaine de la forêt de Chaux qui s'étend jusqu'aux collines du massif primaire de la Serre.

Au S, l'anticlinal de Mesmay se termine, après une élévation d'axe, sur le diapir d'Aiglepierre, étudié par M. Glangeaud. Le synclinal de Pessans passe à une zone plissée et faillée qui forme le petit plateau rocheux d'Arelle. La faille de St-Thiébaud enveloppe le plateau d'Arelle et rencontre la grande faille du faisceau salinois, qui met en contact les éléments subméridiens du faisceau de Quingey et le synclinal de Côte Chaude. Ce dernier pli s'étend d'W en E, parallèlement à la grande faille, des Arsures à Salins. Il est relayé vers l'E par d'autres accidents qui constituent l'arc du faisceau salinois.

Nous saisissons bien ici *la rencontre brutale de deux systèmes orogéniques orthogonaux.*

A l'E, le plateau d'Ornans naît à l'angle des deux grandes failles (f. de St-Thiébaud et grande faille du faisceau salinois). *Le Mont Poupet représente l'extrémité SW du plateau d'Ornans, surélevée et faillée.* Les pentes marneuses sur lesquelles s'élèvent ce massif, sont parsemées de blocs disloqués de Jurassique moyen. Nous en avons observé près d'Ivrey. Le village de St-Thiébaud est en partie construit sur l'un de ces paquets glissés. Je pense que l'affleurement bajocien sur lequel nous nous trouvons, est un lambeau qui, glissant sur un coussinet marneux, a franchi la faille de St-Thiébaud pour venir reposer dans une dépression topographique du Jurassique supérieur. Il ne s'agit donc pas d'un élément (klippe ou fenêtre, suivant les auteurs) de la « nappe de Salins ».

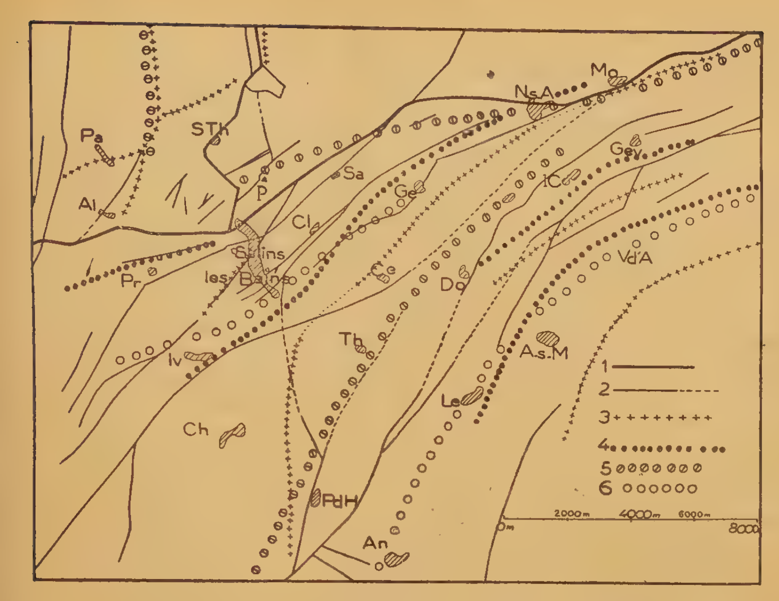



FIG. 4. — Carte tectonique de la région salinoise.

Failles : 1, majeure : 2, secondaire. — Plis antérieurs aux cycles d'érosion : 3, axe anticlinal ; 4, axe synclinal. — Déformations postérieures aux cycles d'érosion : 5, axe anticlinal ; 6, axe synclinal.

Ai : Aiglepierre ; An : Andelot ; AsM : Arc-sous-Montenot ; Ce : Cernans ; Ch : Chilly ; Cl : Clucy ; Do : Dournon ; Ge : Geraise ; Gev : Gevresin ; Iv : Ivory ; lC : le Crouzet ; Le : Lemuy ; Mo : Montmahoux ; NSA : Nans-sous-Ste-Anne ; P : Mont Poupet ; Pa : Pagnoz ; PdH : Pont d'Héry ; Pr : Prétin ; Sa : Saizenay ; STh : St-Thiébaud ; Th : Thésy ; VdA : Villeneuve d'Amont.

D'après les levers de MM. CAIRE (1950), CASTANY (1939), GARD (1950), GLANGEAUD et BONTE (1944).

Les cars nous conduisent sur le flanc méridional du Mont Poupet. M. CAIRE fait observer plusieurs affleurements de dolomie triasique et de calcaire à Gryphées, jalonnant les monoclinaux du Poupet. Ces trois monoclinaux disposés en écailles comprennent toute la série du Keuper supérieur au Séquanien. Nous avons déjà vu l'écaille occidentale. L'écaille orientale supporte la Croix de Poupet, que nous atteindrons tout à l'heure.

Au point où le chemin de St-Thiébaud rencontre la route nationale, nous traversons la grande faille et passons dans le faisceau salinois. Jusqu'au café de Poupet, près du village de Saizenay, nous aurons à notre gauche le monoclinal oriental du Poupet, coupé en biseau, du $t^3$ au $J^4$, par la grande faille, et, à notre droite, les lanières du faisceau salinois · compartiments allongés, limités par des failles sensiblement parallèles : deux barres sinémuriennes s'étagent dans le talus marneux que surmonte le crête oolithique de la montagne de Belin. L'entonnoir de Pimperdu, ouvert dans le Lias, est une localité bien connue des stratigraphes jurassiens, où J. Marcou a pris le type de ses « marnes de Pimperdu » (Toarcien moyen).

Nous quittons la route nationale et prenons le chemin d'Ivrey. Nous traversons de nouveau la grande faille qui fait buter le t³ du faisceau salinois contre le J⁴ du Mont-Poupet. Les couches du Malm sont ici affectées d'un léger pendage S-E ; elles deviendront bientôt, au N, subhorizontales et constitueront dès lors l'unité subtabulaire du plateau d'Ornans.

Arrêt au Rocher de la Croix.

Nous venons d'atteindre l'un des principaux sommets du massif du Poupet, à 800 m d'altitude. La ville de Salins, qui s'étend au S et à nos pieds, nous permettra de nous orienter dans un rapide tour d'horizon. Distinguons tout d'abord les grandes unités géographiques — correspondant approximativement aux unités tectoniques — du Jura salinois.

A l'W, nous devinons les vastes étendues de la plaine tertiaire de la Bresse. Au SW, le passage du faisceau lédonien est marqué dans la topographie par une série de collines alignées au pied de la falaise calcaire du « plateau » de Lons-le-Saunier (lédonien = de Lons-le-Saunier). Ce « plateau » est séparé du « plateau » de Champagnole par la

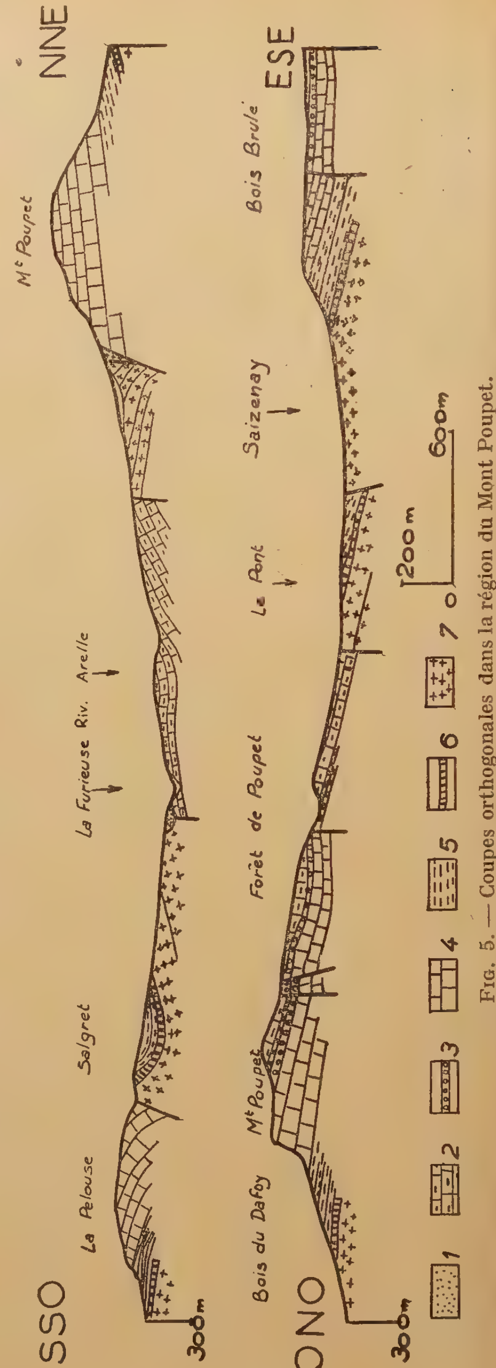



Fig. 5. — Coupes orthogonales dans la région du Mont Poupet.
1 : conglomérats miocènes ; 2 : Portlandien à Rauracien ; 3 : Oxfordien ; 4 : Jurassique moyen ; 5 : Lias supérieur et moyen ; 6 : Lias inférieur calcaire ; 7 : Infralias et Keuper.

pincée de l'Euthe elle-même bordée de reliefs boisés que nous apercevons dans la direction du S. Plus près de nous, cette chaîne de l'Euthe s'estompe et disparaît. Les deux « plateaux » se fondent en une seule unité, affectée de larges ondulations aux approches du faisceau salinois, dont les reliefs s'alignent sur le trajet de la grande faille.

Au N de la grande faille du faisceau salinois, nous voyons d'W en E : 1°) la terminaison méridionale du faisceau de Quingey ; 2°) la faille de St-Thiébaud qui se détache de la grande faille vers la faïencerie de Salins, met en contact, à nos pieds, le plateau kimméridgien d'Arelle et le Trias formant le piédestal du Mont Poupet et rejoint vers le N la pincée d'Ivrey ; 3°) le plateau d'Ornans, gauchi à son extrémité SW et donnant le pseudo-horst du Poupet.

La région, qui s'étend au S des reliefs du faisceau salinois, est, au point de vue structural, plus complexe qu'il ne paraît au premier regard. En effet, les « plateaux » de Lons-le-Saunier et de Champagnole gardent l'empreinte des érosions cycliques reconnues hier dans le Jura bisontin. Ce sont des surfaces du second cycle d'érosion du Jura externe, qui se sont établies, dans les parties centrales des « plateaux », sur des couches subtabulaires, mais, en bien d'autres points, sur des régions déjà plissées et faillées du Jura externe. Les structures du faisceau salinois, au S de la grande faille, sont ainsi en partie masquées par la pénéplanation. Les reliefs actuels ne témoignent que d'actions orogéniques postérieures à l'établissement des surfaces d'érosion. Nous disposons, grâce à ces dernières, d'une coupure chronologique qui permet de distinguer deux périodes dans l'évolution tectonique de la région salinoise.

1°) *Période antérieure à l'établissement des surfaces d'érosion. Des déformations sur l'emplacement du faisceau salinois peuvent être mises en évidence dès le Jurassique supérieur.* A l'Argovien, l'extrémité occidentale de ce faisceau jouait le rôle de haut fond. Il était couvert de récifs, alors que se déposait, de part et d'autre, une série plus épaisse de dépôts à « faciès argovien » (au SE, régions d'Andelot, Mont Rivel et Haut Jura ; au NW, région dôloise). On peut donc parler d'un mouvement relatif de cette partie du faisceau salinois par rapport aux régions voisines et il semble que l'on puisse assimiler la déformation correspondante à un bombement à grand rayon de courbure.

La première phase orogénique importante consiste en un jeu vertical se manifestant par une flexure, des déformations localisées et par le jeu de la grande faille du faisceau salinois. On peut admettre que tous ces mouvements sont provoqués, dans la couverture, par une dislocation profonde qui entraîne le jeu vertical de deux compartiments du socle : enfoncement du voussoir d'Ornans, entraînant la bordure septentrionale du voussoir de Lons-Champagnole, alors que ce dernier se surélève dans son ensemble. Au S de la grande faille, la surface d'érosion s'est établie

sur le Jurassique moyen, tandis qu'au N, le Jurassique supérieur a été respecté en grande partie. Il s'est donc bien produit un enfoncement de la région située au N de la grande faille.

La bordure septentrionale, plissée, du plateau de Lons, est découpée par une série de failles à regard N-W. Certaines d'entre elles, rejoignent par une série de torsions et de relais, les cassures des environs d'Arbois. Dans la région salinoise, ces failles sont parfois sensiblement parallèles à la grande faille du faisceau, mais finissent généralement par la rencontrer et s'arrêtent alors à son contact, sans la traverser (nous les nommerons failles satellites, leur rejet étant toujours inférieur à celui de la grande faille). Il est logique d'admettre que ces failles sont contemporaines ou postérieures au jeu de la grande faille, qu'elles sont nées d'une sorte d'écaillement de la bordure du plateau de Lons, entraînée dans le mouvement d'affaissement du voussoir d'Ornans. Il faut rendre compte, en outre, des plissements localisés en bordure de la grande faille, du basculage et du gauchissement des compartiments encadrés de failles satellites. Ces phénomènes sont dus à une réduction de largeur du faisceau accompagnant l'effondrement de la bordure N du plateau de Lons.

Lorsque je parle d'enfoncement du voussoir d'Ornans, et de la bordure du plateau de Lons, par rapport à ce dernier, il ne s'agit évidemment que d'un mouvement relatif. On peut admettre une compensation des volumes par déplacement de matière en profondeur, entraînant simultanément un enfoncement au N et une surélévation au S.

2°) *Période postérieure à l'établissement des surfaces d'érosion.* Si l'on fait abstraction des érosions récentes (démantèlement de la pénéplaine, formes d'érosion structurale dans le faisceau salinois), les traces des derniers mouvements apparaissent à nos yeux encore très fraîches. Le plateau de Lons-le-Saunier est déformé en larges ondulations sensiblement parallèles à l'axe du faisceau salinois. Sur le trajet de la grande faille, un bombement important rajeunit une partie du faisceau, et provoque une déformation notable de la bordure S du plateau d'Ornans qui se surélève. Nous en trouvons la trace dans l'alignement de reliefs formant une barrière géographique entre les plateaux.

La grande faille a participé à ces mouvements. Sur sa bordure N, le plateau d'Ornans s'est affaissé ou surélevé suivant les points. Le plan de faille a été plissé dans la région de Nans-sous-St-Anne, étudiée par M. Castany, de Mouthier-Haute-Pierre, et sans doute aussi dans la région d'Aiglepierre.

Au S du Mont Poupet, elle a seulement joué comme faille verticale, permettant le soulèvement de ce massif, et son rejet a sensiblement diminué. Nous pouvons admettre que cette faille était primitivement verticale et qu'elle a été plissée (faille-pli) en certaines de ses parties, spécialement lorsqu'elle était bordée par la bordure affaissée du voussoir d'Ornans.

Le jeu de la faille de St-Thiébaud a permis l'enfoncement du voussoir d'Arelle [1]. Peut-être avait-elle déjà joué au cours de la première période (antérieure aux surfaces d'érosion). Nous n'en avons pas de preuves dans la région du Poupet. Les voussoirs du faisceau de Quingey et du plateau d'Ornans étaient cependant dès lors individualisés.

Avant de quitter la région salinoise, il est sans doute nécessaire de dire quelques mots de ce qui fut la « *nappe de Salins* ». A la suite des travaux de M. Bertrand, on a vu, pendant longtemps, des recouvrements anormaux dans la dépression qui s'étend de part et d'autre de la Furieuse, au NW de Salins. Après avoir subi plusieurs interprétations, cette nappe a disparu par lambeaux. Les travaux de M. Piroutet ont contribué à réduire l'extension de la masse chevauchante. M. L. Glangeaud a fait justice du lambeau d'Aiglepierre qui apparaît sous la forme d'un noyau diapir. J'ai pu me rendre compte que l'anse liasique figurée au SW de St-Thiébaud n'existait pas. Sur l'emplacement du lambeau de Côte Chaude, au SW de la route de Salins à Marnoz, je n'ai observé que des blocs provenant de la cuesta bajocienne, et des loupes de glissement dans les marnes liasiques. Le dernier témoin est représenté par le lambeau de Jurassique moyen, que nous avons vu ce matin en recouvrement anormal sur le Jurassique supérieur au NW de St-Thiébaud. J'ai proposé, pour celui-ci, comme pour les lambeaux voisins, l'hypothèse du glissement pour expliquer sa mise en place.

Actuellement, il n'existe pas de preuves d'un charriage important du faisceau salinois vers le N. Il ne peut s'agir, localement, que d'un recouvrement, depuis longtemps reconnu, et qui s'explique par l'évolution morphotectonique des failles-plis.

L'excursion descend par le chemin de Poupet et prend la route de Nans-sous-Ste-Anne. On peut observer le prolongement, vers le NE, de la grande faille du faisceau salinois qui met en contact la bordure du plateau d'Ornans et le Trias du faisceau salinois. La route longe une barre de calcaire à Gryphées, ossature d'une lanière, butant par faille, à l'Est, contre le monoclinal du Fort Belin. Nous arrivons ainsi sur le territoire étudié par M. Castany.

**G. Castany.** — *Arrêt à Nans-sous-Ste-Anne*

A Nans-sous-Ste-Anne, la reculée du Lizon nous permet d'observer le contact de l'arc du faisceau salinois et du plateau d'Ornans. Le petit village de Nans est bâti au contact de ces deux unités. Au NW (à gauche), nous observons la falaise du Jurassique supérieur. Le Kimméridgien surmonté du Portlandien qui constituent le plateau d'Ornans se rebroussent pour former un crochon synclinal au contact de la grande fracture. Plus au NE, vers la ferme de la Broche, le cœur de cette petite cuvette est occupé par du Purbeckien. Puis vers le SE (à droite) vient une dépression correspondant au Trias et au Lias inférieur. La fracture passe donc au

1. Son rejet apparent atteint un millier de mètres vers St-Thiébaud.

pied de la falaise calcaire. A partir de la combe triasique vers l'E, on recoupe le Lias avec la butte de calcaires à Gryphées, accidenté d'une faille secondaire, le Lias supérieur que domine la falaise bajocienne. En face, au dernier plan, le crêt de Montmahoux est couronné de Bajocien horizontal, témoin de la voûte anticlinale du pli aujourd'hui érodé. Cette unité est le prolongement vers le NE du monoclinal supportant le fort Belin à Salins.

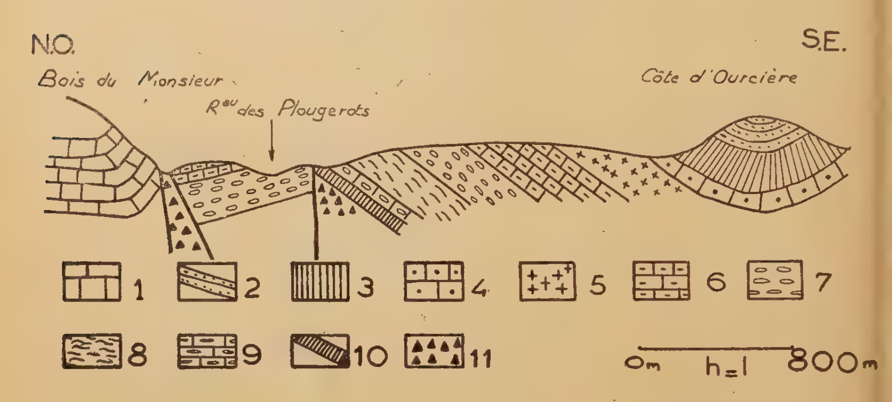



Fig. 6 : Coupe du faisceau salinois dans la région de Nans-sous-Ste-Anne.

1 : Astartien (Séquanien) ; 2 : Rauracien ; 3 : Oxfordien ; 4 : Bathonien ; 5 : Bajocien supérieur ; 6 : Bajocien inférieur ; 7 : Toarcien ; 8 : Charmouthien ; 9 : Sinémurien ; 10 : Rhétien ; 11 : Trias gypso-salin.

D'après G. Castany (diplôme inédit, 1939).

La faille est ici oblique avec un léger pendage vers le SE. C'est une fracture inverse dont le pendage a pu être déterminé en plusieurs points. Au-delà de Montmahoux, un gouffre creusé dans les calcaires portlandiens au contact du Lias, donc immédiatement au contact NW de l'accident, a permis par le développement de ses galeries souterraines, d'évaluer le pendage à 50° environ. De même, plus au NE encore, les gorges de Rochanon creusées dans le plateau d'Ornans ont dégagé le plan de faille qui pend à 50°. Le tracé exact de la zone de fracture sur les cartes au 1/20.000e conduit aux mêmes conclusions. Ainsi le pendage SE de la surface de contact varie de 50° au NE à la verticale vers le Mont Poupet. Il est donc d'autant plus accentué que l'on se rapproche davantage de la région de Salins.

M. Lugeon fait remarquer le tracé, sur la carte au 1/50.000e, de la faille de contact séparant la crête salinoise et la région du faisceau de Quingey. Il souligne, que d'une façon générale, une faille courbe dans n'importe quelle chaîne plissée, indique un chevauchement. Partant de

cette observation, il en conclut qu'il y a lieu d'admettre que le plateau de Lons chevauche sa bordure, tout au moins dans la région de Marnoz.

M. GLANGEAUD est d'accord sur ce point avec M. Lugeon, mais il pense que l'amplitude des chevauchements NS et EW ne sera vraiment connue que lorsque des sondages auront permis de la mesurer exactement.

Si l'on tient compte seulement de ce qui est observé en surface, il paraît possible d'admettre que les chevauchements ou glissements de l'E à l'W, sont limités à quelques compartiments érodés ou effondrés dans la partie N du faisceau lédonien. Ils s'accentuent et se généralisent à mesure que l'on se rapproche de Bourg.

Au N, dans le faisceau salinois, ils sont moins accentués que les précédents et varient le long du faisceau salinois entre Salins et Mouthier-Hautepierre. Au delà, en Suisse, dans la région du Mont Terrible, ils présentent des particularités fort intéressantes qui nous seront montrées par nos collègues suisses (8e et 9e journées).

Ces variations peuvent s'expliquer par l'existence de failles ou de champs de failles et d'érosions antérieures au chevauchement. Ces dislocations ont découpé le Jura interne en plusieurs compartiments ayant joué avec une certaine indépendance. On retrouve-là, le même problème et les mêmes faits que pour le faisceau bisontin dans la région de Besançon. Mais il est un fait essentiel sur lequel nous devons insister. Dans chaque secteur, *l'amplitude du chevauchement est fonction de la paléo-morphologie locale, au moment de la poussée maximum.* Quand la série décollée a rencontré un obstacle, par exemple le voussoir des Avants-Monts dans la région de Besançon (fig. 3) le chevauchement est limité ; au contraire, si la série décollée se trouvait en face d'une zone effondrée ou subsidente (fossé de la Bresse et fossé rhénan), le chevauchement devenait maximum.

Nous prenons alors la route d'Ornans. Nous passons sur les couches horizontales du plateau.

M. FOURMARIER fait remarquer qu'on ne voit pas de surfaces nettement définies; cela laisserait supposer que la pénéplaine a subi des ondulations récentes. M. GLANGEAUD est d'accord sur ce point, mais indique qu'en bordure du faisceau salinois, la dernière surface de la pénéplaine d'Ornans, paraît avoir subi une déformation récente, postérieure au chevauchement du faisceau salinois.

---

## 3e journée. Vendredi 20 juillet

Plateau d'Ornans, synclinal crétacé et chevauchement de Mouthier Haute-Pierre. Faisceau salinois à l'E de Nans-sous-St-Anne, par MM. CASTANY et GLANGEAUD. Région salinoise, plateau de Lons-le-Saunier, Accidents de Prétin, les Arsures par MM. CAIRE et GLANGEAUD. Faisceau lédonien entre Arbois et Lons-le-Saunier par MM. GOGUEL et GUILLAUME.

Séance de la Société à Levier.

Itinéraire : Besançon, Ornans, Lods, Longeville, Levier, Salins, Arbois, Poligny, Lons-le-Saunier.

## Matin

De Lods (vallée de la Loue), nous montons sur le plateau (rochers de Longeville).

**L. Glangeaud.** — *Chevauchement de Mouthier-Haute-Pierre.*

La région a donné lieu à l'étude de deux grands maîtres de la tectonique française, W. Kilian et E. Haug. Ces auteurs ont cherché à retrouver dans les accidents que nous observons la tectonique qui leur était familière dans les Alpes françaises et la région subalpine. Si leur travail est fondamental, son interprétation doit être légèrement modifiée. Depuis cette date, les levers de P. Fallot et de ses élèves ont apporté des précisions supplémentaires très précieuses.

La falaise qui forme la rive droite de la Loue est dominée par le rocher de Haute-Pierre.

En remontant la Loue, à partir du village de Lods, la masse calcaire du plateau d'Ornans plonge vers le S, avec un angle de 20° environ. Au-dessus des calcaires du Jurassique supérieur, le Crétacé débute par le Néocomien auquel succèdent des grès glauconieux, un Albien exploité en carrière. Cet étage bute brusquement vers le SE contre un niveau calcaire qui affleure sur la route en-dessous et à l'W du village de Mouthier. Ces calcaires du Jurassique supérieur, qui forment la butte supportant la Vierge, plongent de 20° vers le village. Nous pourrions supposer que nous avons ici un grand synclinal déversé. Mais il s'agit plutôt d'une faille de direction sensiblement N-S qui fait buter la série jurassique contre le Crétacé. La masse calcaire de la Vierge, marquée en Portlandien sur la carte, peut être kimméridgienne. Il n'est donc pas possible de déterminer si la série calcaire, située entre le Crétacé et le village, est une succession normale ou renversée. Même si l'on admet provisoirement l'interprétation de Kilian et Fallot (âge portlandien), elle ne permet pas de placer la charnière synclinale.

Au-dessus du village de Mouthier, la partie supérieure de la crête, supportant la croix de Haute-Pierre, présente, d'après les études de l'équipe de Besançon, trois compartiments séparés par des failles. Au-dessus le Rauracien est incliné à 45°, tandis que la Dalle nacrée et le Bathonien sont horizontaux. Il y a donc une disharmonie entre ces assises. Au S du bloc central, le sommet est encore formé de Rauracien qui bute par faille contre la falaise calcaire formée de Séquanien ou de Bathonien. Au-dessous de cette falaise, l'existence de l'Aalénien, avait conduit M. Glangeaud à admettre l'âge bathonien de préférence au Séquanien. De toute manière, il est difficile de considérer cet ensemble faillé et brisé comme étant le flanc normal d'un anticlinal déversé. Il est impossible de raccor-

der, dans l'espace, ces couches avec des charnières synclinales plus ou moins étirées, suivant le type classique.

Nous avons admis une autre interprétation, basée sur l'étude de l'ensemble de l'accident. En effet, à Haute-Pierre, on observe l'avancée maximum de la masse supérieure, formée de Rauracien-Bathonien, par rapport à la masse inférieure crétacée et jurassique supérieur. Mais, latéralement, au NE et au SW de Mouthier, ce chevauchement s'atténue et passe à une faille simple. Celle-ci sépare le synclinal crétacé et le plateau d'Ornans, du plateau de Pontarlier.

Nous pouvons schématiser le processus de formation de l'accident de Mouthier-Haute-Pierre de la manière suivante :

A la fin du Secondaire, toute la surface du plateau d'Ornans devait être recouverte par le Crétacé, puis l'érosion d'âge nummulitique fit disparaître ces terrains, sauf dans la région de Mouthier-Haute-Pierre. Le Crétacé séparant, en ce point, le bloc surélevé de Levier du plateau d'Ornans, disparaît latéralement en biseau aux deux extrémités, au NE et au SW de Mouthier. Une déformation de direction oblique par rapport au faisceau salinois avait dû probablement amener la formation d'un synclinal ou d'une cuvette où s'était conservée la série crétacée, avant le chevauchement.

Dans un deuxième temps, les déformations et cassures de direction E-W se sont produites. Il est possible que le phénomène ait commencé par des flexures qui ont abaissé et fait basculer le plateau d'Ornans, pendant qu'elles surélevaient le plateau de Pontarlier-Levier. Mais cette flexure s'est transformée en une faille, au moins sur une partie du faisceau salinois. Failles et flexures sont dues à une action du socle. En effet, dans plusieurs régions de ce faisceau, on observe seulement une faille. En d'autres points, la rupture de la couverture ne s'est pas produite. Le mouvement du socle a été amorti par les écrans plastiques du Trias et du Lias.

En même temps que cette évolution, l'aplanissement de la surface d'Ornans, qui avait commencé dès l'Oligocène, a continué en détruisant probablement, comme pour la région d'Arguel, une partie de la bordure du voussoir de Levier, surélevé. Le basculage du plateau d'Ornans et la surélévation du plateau de Levier, ont eu comme conséquence, un phénomène d'érosion, antérieur au déplacement des masses. Le champ de failles de Salins-Mouthier, était ainsi recoupé par une ou plusieurs surfaces d'érosion cyclique. C'est alors que s'est manifesté le maximum de la poussée qui se place peut-être au Pontien. Le bloc supérieur du plateau de Levier a chevauché les masses inférieures du plateau d'Ornans. La surface inférieure d'érosion d'Ornans, d'âge miocène, serait inclinée vers le S et passerait probablement sous le chevauchement. C'est là une interprétation assez révo-

lutionnaire. Pourtant, cette conception d'un chevauchement sur une surface miocène, en tous cas, post-oligocène, paraît conforme aux résultats des derniers sondages de la R. A. P. à Bourg dont nous entretiendra M. Michel.

Ce chevauchement a dû avancer sur une surface d'érosion inclinée. La masse plastique liasique, en s'écoulant dans la région probablement déprimée, a produit un étirement de sa partie arrière. Cet étirement est responsable des failles secondaires qui découpent la falaise de Mouthier-Haute-Pierre.

Discussion. — M. Badoux demande si l'affaissement de la bordure (ombilic) de Mouthier, a joué en même temps que le chevauchement.

M. Glangeaud pense qu'il est impossible de savoir avec certitude s'il y a synchronisme entre la formation de l'ombilic de Mouthier et l'avancée du plateau de Pontarlier.

M. Gouvernet demande quelle est la position du Malm.

M. Glangeaud explique qu'il se situe sous le Lias dont il est séparé par une surface inclinée.

M. Vonderschmitt, faisant remarquer que M. Glangeaud fait descendre la pénéplaine le long du chevauchement, désirerait connaître l'endroit où elle passe.

M. Glangeaud explique que la pénéplaine ou une surface d'érosion cyclique vient buter contre la flexure de Mouthier-Haute-Pierre puis paraît s'infléchir et passer sous le Lias.

M. Fourmarier attire l'attention sur un point qui lui paraît capital quant à l'évolution tectonique de la région : « S'il est bien exact qu'une pénéplaine a été recouverte par une masse chevauchante, il faut admettre que l'on se trouve en présence d'actions tectoniques tout à fait superficielles ; peut-être l'attention n'a-t-elle pas été attirée suffisamment jusqu'ici, sur des mouvements de cette nature, dans cette partie du Jura. De toute manière, il est acquis que la pénéplaine a été déformée ; il serait intéressant d'en rechercher des traces ; par exemple, sous forme de dépôts continentaux sous la masse chevauchante : on aurait ainsi la preuve indiscutable de la réalité des déformations supposées ».

M. Glangeaud ajoute qu'il a trouvé des quartzites provenant des pénéplaines anté-pontiennes, dans la région située plus au NE, près d'Houtaud. Il a également observé des galets de quartzites, dans les tranchées d'adduction d'eau potable près de Nods. Ces découvertes permettent de penser qu'au pied de l'escarpement de Mouthier, au-dessous de la surface supérieure du Jurassique, au point où elle s'infléchit, il pourrait y avoir des témoins de la pénéplaine. La remarque de M. Fourmarier, relative à la déformation de la pénéplaine est justifiée. Cette déformation est nette dans le faisceau bisontin.

M. Pruvost constate qu'en admettant que cette déformation soit démontrée, il faudrait des arguments pour choisir entre deux interprétations : la déformation avant le chevauchement, ou des mouvements postérieurs au chevauchement.

M. Glangeaud explique que l'on a observé des zones de drainage anté-pontiennes, qui se dirigent vers la Suisse et correspondraient à la bordure littorale de la mer miocène. On peut donc supposer l'existence d'une grande pénéplaine contemporaine du Miocène moyen, qui s'étend sur une partie du Jura. Les chevauchements du Jura comtois seraient postérieurs ou contemporains de la pénéplaine anté-pontienne, tandis que ceux du Jura bâlois, seraient antérieurs à la pénéplaine.

M. Dreyfuss pense qu'il faut séparer deux problèmes : déformation de la pénéplaine et chevauchement de la pénéplaine.

Pour la 1re question, on peut répondre par l'affirmative. Il n'y a pas eu une érosion structurale, mais une érosion cyclique. Nous voyons, au sommet de la roche de Haute-Pierre, des failles tranchées par une surface cyclique. Le sommet représente un petit îlot d'une surface d'érosion, qui a été isolé. Il semble qu'il y ait eu ici une surélévation locale de la pénéplaine entre les deux plateaux d'Ornans et de Levier. Chabot qui se limitait aux régions non plissées, a démontré qu'il y avait eu une légère déformation dans le plateau de Levier.

Pour la 2e question, le fait qu'un fragment de cette surface d'érosion ait été porté à une altitude supérieure, ne prouve pas que le chevauchement ait eu lieu sur un fragment de la pénéplaine. La vallée quaternaire sépare les deux fragments décalés et rompt la continuité dans le sens transversal. On peut donc répondre affirmativement à la question des pénéplaines déformées et par un point d'interrogation à celle des chevauchements sur cette pénéplaine.

M. Aubert demande si l' « ombilic » de Mouthier est de nature topographique ou tectonique, et si le Crétacé a été conservé par suite de son pincement dans le chevauchement.

M. Glangeaud pense qu'il est tectonique. Lorsqu'on regarde la surface inclinée, on voit le Crétacé apparaître, non à l'endroit où il y a chevauchement maximum, mais plus au S. Il forme une sorte d'ombilic parallèle au chevauchement. L'ombilic est donc antérieur au chevauchement.

M. Goguel n'est pas opposé à l'idée de chevauchement sur la pénéplaine. Il suppose qu'il peut y avoir eu un mouvement, alors que l'érosion était moins prononcée et que le Crétacé existait dans un synclinal.

M. Lugeon est de cet avis. Le Crétacé devait exister et c'est sur lui que s'est avancée la poussée du S vers le N. Le point sur lequel il est bon d'attirer l'attention, c'est le phénomène de chevauchement.

## Séance de Levier

Au début de l'après-midi, une séance est ouverte à Levier sous la Présidence de M. Fourmarier.

Une présentation de membres est annoncée.

Le Président donne la parole à M. Goguel qui présente la communication suivante :

# UNE INTERPRÉTATION TECTONIQUE DE LA ZONE DU VIGNOBLE

PAR **Antoine Bonte** ET **Jean Goguel**

La zone du Vignoble est la partie de la bordure du Jura, entre Arbois et Lons-le-Saunier, comprise entre la Bresse et les plateaux de Jurassique moyen. Nous ne donnerons pas ici une description de cette zone, de structure assez complexe, et qui a fait l'objet de levés détaillés par un certain nombre de géologues du B. R. G. G., sous la direction de Louis Guillaume. Notre but est d'en indiquer une interprétation qui, si elle n'est pas démontrée actuellement, mérite, nous semble-t-il, d'être prise en considération et soumise à la critique de nos confrères.

La forme même des plis du faisceau helvétique du Jura montre qu'ils résultent d'une compression latérale, ayant réduit la largeur initialement occupée par les terrains. On sait que cette déformation date, pour l'essentiel, du Miocène supérieur, et on admet généralement qu'elle s'est produite grâce à un glissement du Jurassique sur le Trias salifère.

Le rôle de la compression horizontale n'est pas moins net en bordure du Jura, à hauteur de Bourg, tant dans les chevauchements de Vaux-en-Bugey, que dans le Revermont (sondages de Pressiat et Journans).

Glangeaud a montré, d'autre part, le rôle que jouent dans toutes les parties du Jura, des failles verticales antérieures aux plissements miocènes, vraisemblablement oligocènes. De ces failles, on peut rapprocher les accidents constituant la bordure orientale de la Bresse. Les prospections géophysiques, appuyées sur les deux sondages de Ratte et Vincelles, ont en effet montré que l'épaisseur du Tertiaire y augmente progressivement d'W en E, et que la limite orientale paraît correspondre à une faille, ou un système de failles, qui ont nécessairement joué pendant le dépôt de l'Oligocène, avec un rejet total de plusieurs milliers de mètres.

On pourrait supposer que les accidents du faisceau lédonien, dans la zone du Vignoble, résultent essentiellement, comme le faisceau principal, de la compression de l'époque miocène ; ceci impliquerait un déplacement d'ensemble de la zone des plateaux par l'intermédiaire de laquelle la poussée aurait dû être transmise. La constance de l'épaisseur du sel dans les sondages n'indique pas un tel déplacement. D'autre part, on comprend mal comment le remplissage tertiaire de la Bresse aurait servi

de butée pour cette compression, sans être lui-même disloqué : le Tertiaire n'est en effet pas impliqué dans les accidents du Secondaire. Ce n'est que très localement (Cousance) que des conglomérats oligocènes sont redressés. Au demeurant, Collot soutenait, en 1913, d'accord avec Riche, que « les faits sont mieux expliqués par des failles que par des plissements ».

Nous nous proposons donc d'indiquer une autre interprétation, selon laquelle les accidents de la zone du Vignoble différeraient des plis du faisceau principal à la fois par leur âge et par le mécanisme de leur genèse. Ils résulteraient essentiellement d'un effort d'extension, en relation avec le jeu des failles oligocènes de la bordure de la Bresse. La compression miocène aurait joué, par la suite, un rôle qui reste à préciser, mais sans modifier profondément les structures réalisées antérieurement (fig. 1).

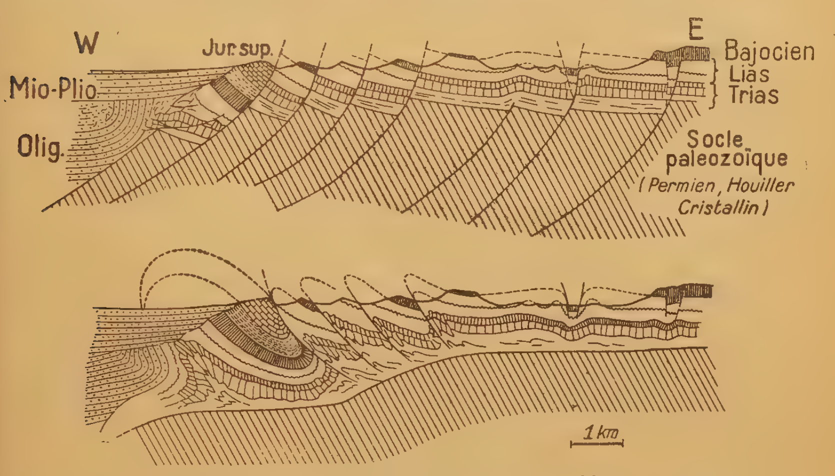
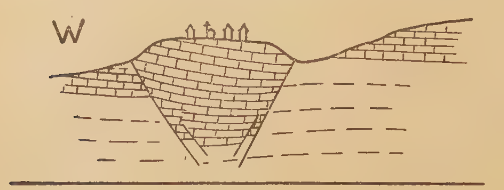



Fig. 1. — Coupes d'ensemble schématiques de la zone du Vignoble.
En haut : hypothèse d'une extension par le jeu de failles normales. En bas : hypothèse d'une compression horizontale de la couverture.

Le caractère essentiel du Vignoble est l'existence d'une série de failles parallèles, parfois interrompues par des décrochements, et qui divisent les terrains — principalement liasiques — en une série de lanières, parfois très continues. L'interprétation tectonique à donner de ces failles dépend évidemment de leur pendage, qui est malheureusement le plus souvent impossible à déterminer. Une compression aurait produit un système de failles inverses, délimitant des écailles chevauchant les unes sur les autres, alors qu'un effort d'extension aurait déterminé des failles normales.

A défaut d'observations précises dans le Vignoble proprement dit, la bordure des plateaux fournit des indications intéressantes. Le village de Château-Chalon (fig. 2) est construit sur une bande de Bajocien, effondrée entre deux failles sub-méridiennes parallèles, qui sont toutes deux

normales, et déterminent par conséquent un coin aigu vers le bas. Les plateaux situés de part et d'autre ne sont pas à la même altitude, le compartiment occidental étant un peu moins haut que l'autre.



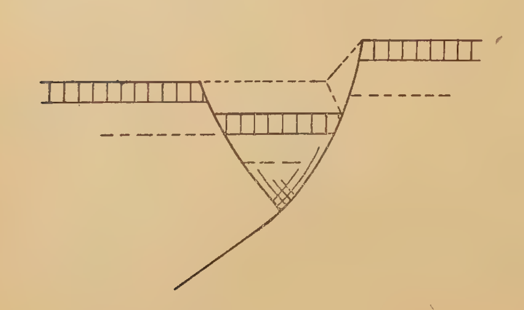



Fig. 2. — Le coin effondré de Château-Châlon et son interprétation théorique.

Cette bande effondrée paraît présenter une assez grande continuité. Ce sont sans doute ses prolongements qui s'observent à Poligny et à Pannessières, mais sans qu'il soit possible d'y déterminer exactement les pendages des failles. Des bandes analogues sont assez fréquentes sur les plateaux. Modifiées par la compression miocène, elles constituent les « pincées » de Glangeaud.

Nous supposons qu'un accident tel que celui de Château-Chalon représente la répercussion sur la couverture d'une faille du socle, inclinée, par exemple de 45°. La nature stratifiée de la couverture doit avoir pour effet que les failles tendent à s'y rapprocher de la verticale ; mais s'il n'y apparaissait qu'une seule faille, la différence d'inclinaison dans le socle et dans la couverture produirait un vide, ce qui est impossible.

L'effondrement d'un compartiment intermédiaire compense cette différence d'inclinaison [1].

On peut citer, dans le Vignoble même, d'autres accidents analogues, consistant en bandes effondrées entre des failles parallèles, en particulier à Montaigu, et à Montain-Le-Pin. De tels effondrements peuvent s'accompagner d'une certaine disharmonie, et des failles franches au niveau

1. L'explication proposée vaudrait naturellement pour d'autres systèmes analogues, par exemple pour la « double faille de la Marne ». Corroy et Abrard, *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, t. 30, n° 165, 1927.

du Bajocien peuvent passer à des flexures plus ou moins complexes au niveau du calcaire à Gryphées.

Plus à l'W, on ne peut plus distinguer de telles bandes individualisées, mais les failles délimitent une série de compartiments, où les couches sont en général inclinées vers l'E. Si l'on admettait un plissement par compression, on supposerait les charnières anticlinales enlevées par l'érosion. Mais nous considérons plutôt ces compartiments comme basculés et glissés dans un mouvement général d'extension.

Au S de Lons-le-Saunier, l'érosion, beaucoup moins profonde qu'au N, a laissé subsister la plus grande partie des calcaires du Jurassique moyen. Nous observons donc un autre aspect d'une structure que nous n'avons aucune raison de considérer comme essentiellement différente de celle du Vignoble.

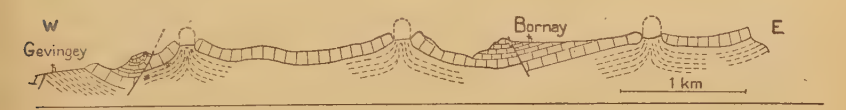



Fig. 3. — Coupe des plateaux au S de Lons-le-Saunier. On voit les bandes extrusives de marnes du Lias, au milieu des calcaires bajociens.

L'un des types d'accidents les plus curieux de cette région est constitué par des bandes de marnes du Lias, avec parfois même du Trias, affleurant sur une largeur de l'ordre de 200 m, au milieu des plateaux bajociens, sur une longueur de plusieurs kilomètres (3 km à l'W de Bornay, 6 km à l'E de cette localité). D'un point de vue statistique, ces proportions seraient assez surprenantes s'il s'agissait d'un simple repli anticlinal éventré par l'érosion. Suivant la profondeur de celle-ci, la largeur devrait varier considérablement.

Il semble plutôt s'agir d'accidents dus à un étirement, une disjonction de la dalle calcaire du Bajocien, les marnes sous-jacentes ayant giclé, en vertu de leur plasticité, dans le vide ainsi déterminé. Il s'agirait donc encore d'accidents tout à fait caractéristiques d'un étirement, et non d'une compression.

Nous savons que, 40 km au S de Lons, les signes d'une compression, vraisemblablement au Miocène, sont tout à fait évidents. Plus au N, il devient difficile de séparer exactement les traces de cette compression, de celles des affaissements et des étirements d'âge oligocène.

Dans la mesure où sa structure est déterminée par ces affaissements, la zone du Vignoble nous apparaît comme indépendante du Jura proprement dit, et comme manifestant une répercussion secondaire de l'effondrement bressan, qui est antérieur au plissement du Jura.

On sait que, de l'autre côté de la Bresse, dans le Charollais, le Jurassique est également haché par un assez grand nombre de failles, qui séparent des compartiments plus ou moins inclinés. Mais l'effondrement limitant la Bresse est beaucoup moins marqué à l'W qu'à l'E,

ce qui suffit à expliquer la différence d'intensité des dislocations.

En dehors de son intérêt théorique, l'interprétation que nous venons de suggérer présente un certain intérêt au point de vue de l'avenir du bassin houiller de Lons-le-Saunier. Il est en effet évident que l'épaisseur moyenne des morts-terrains secondaires sera, dans une région où l'érosion a atteint un horizon stratigraphique déterminé, nettement plus faible dans l'hypothèse d'un étirement que dans celle d'une compression, susceptible de produire des redoublements[1].

Discussion. — M. Vonderschmitt pense qu'il existe une parenté entre le fossé rhénan et le bassin de Valence. Tous deux sont limités par des failles normales qui traduisent une extension au moment du dépôt. Le fait essentiel est la présence d'une phase d'extension, qui s'est produite pendant la subsidence. Puis il y a eu une compression.

M. Théobald croit que la tectonique du fossé rhénan peut s'expliquer d'une façon assez simple par des mouvements verticaux. Il n'a jamais observé de mouvements horizontaux, et il n'est pas nécessaire de faire appel à de tels déplacements pour expliquer la structure actuelle.

M. Michel fait remarquer qu'en ce qui concerne la bordure occidentale du Jura, il convient de distinguer entre la partie N de Lons-le-Saunier et la partie S. Si dans la région N, de nombreux mouvements verticaux sont bien connus, il n'y a pas encore, pour le moment, de preuves évidentes de mouvements tangentiels. Il en est différemment de la région S (région de Treffort et du Revermont) où les résultats des derniers sondages de la R. A. P. semblent difficiles à interpréter sans intervention de mouvements tangentiels. Pour M. Michel, ces mouvements sont nettement post-oligocènes : en effet le sondage du Revermont (nº Jr. 102) ayant traversé l'Oligocène et le Miocène sous le Lias, le mouvement d'affaissement oligocène est bien antérieur aux déplacements horizontaux.

M. Guillaume note qu'entre le fossé rhénan et la Bresse, il existe une grande parenté. La zone du vignoble de Lons serait l'homologue du champ de fracture de Saverne. La tectonique du Vignoble présente toutefois des phénomènes de compression très nets qui différencient le fossé de la Bresse par rapport au fossé rhénan.

M. Glangeaud admet que le phénomène qui a provoqué les dislocations rhénanes et bressannes a commencé avant le Stampien. Schneegans a montré sur la feuille de Ferrette que le champ de failles anté-stampien et post-oligocène était accompagné de petits plis et de déformations. Ces dislocations sub-méridiennes paraissent indépendantes de l'arc alpin. Elles se prolongent notamment à travers l'Allemagne. C'est un phénomène général intéressant l'ensemble de l'Europe occidentale. Il a une

(1) Un sondage effectué, en 1952, à la sortie W de Lons-le-Saunier a trouvé le Houiller à moins de 500 m de profondeur. Certains horizons du Trias, en particulier la Lettenkohle, manquaient ; ceci paraît venir à l'appui de l'hypothèse d'une extension par failles normales (*Note ajoutée en cours d'impression*).

cause géophysique (dérive vers l'W) différente de celle qui a amené la formation de la chaîne alpine. Cette dernière est due probablement au rapprochement des deux blocs africain et asiatique. La pression alpine serait venue se superposer, dans le Jura et dans d'autres régions, à l'action de phénomènes géophysiques ayant d'autres causes.

MM. Bellair et Termier sont opposés à la notion de distension. Les distensions sont accompagnées de venues de basalte, c'est le cas des fossés rhénan et africain, mais non de la Bresse. D'autre part, les Alpes ne représentent pas une chaîne normale, mais une chaîne d'origine géosynclinale marine. Le Jura est une chaîne continentale.

M. Lombard précise la position du Jura dans le système alpin. Il y a lieu de distinguer deux éléments qui ont été séparés par beaucoup de participants : *a*) L'élément dû à la structure du socle ; *b*) L'élément de couverture.

Cette discrimination est nécessaire pour comprendre la chronologie des phénomènes exposés par M. Glangeaud. Le socle a un jeu que l'on pourrait qualifier d'européen. Dans le domaine de la couverture, on peut admettre une origine commune des plis avec ceux des Alpes. M. Lombard rattache donc très nettement ce qui est couverture au système alpin. Au contraire, pour tout ce qui intéresse le socle, interviennent d'autres phénomènes tectoniques sur lesquels nous avons tout à apprendre.

M. Goguel conclut en montrant que nous avons affaire ici à un lieu singulier, secteur d'interférence entre de grandes cassures méridiennes, et une chaîne E-W.

Le fossé rhénan, et les fossés analogues, posent un problème du point de vue de l'isostasie. Il est difficile d'imaginer comment la matière aurait disparu sous le secteur effondré, tandis que les compartiments voisins se soulevaient. Si l'on suppose une certaine mobilité, l'extension doit produire des fractures obliques, qui finissent par se rejoindre ; le compartiment médian s'abaisse, et par le seul jeu de l'équilibre isostatique, les compartiments voisins se relèvent. Une telle conception est en harmonie avec les mesures d'intensité de la pesanteur, en particulier pour les fossés africains.

## Après midi

### A. Caire. — *De Levier à Salins.*

Avant d'arriver à Cernans, M. Caire fait remarquer l'allure de la surface du plateau de Lons-le-Saunier, déformée en de larges ondulations SW-NE. Avant d'entrer dans le faubourg de Salins, nous apercevons la haute vallée de la Furieuse, siège de nombreux glissements. On y parle encore du village de Cercennes, totalement englouti dans une coulée marneuse.

A la sortie du village de Bracon, à la hauteur de la Croix Béchet nous observons la lanière de Belin, longue bande à pendage SE. M. Caire fait remarquer le contact par faille entre le Bathonien, supportant le fort Belin, et l'Aalénien formant la Roche pourrie. Il fait observer le passage de la grande faille du faisceau salinois et de failles satellites, puis la

masse du Mont Poupet qui se détache dans l'échancrure de la vallée de Salins. Le fort Saint André, dont nous sommes tout proches s'élève sur la terminaison périclinale du synclinal de Côte Chaude, que nous traversons à Prétin. Il y aurait beaucoup à dire sur les complications locales de structures dans cette partie du faisceau salinois : relais de failles et de plis, succession des phases de rupture et de plissement.

**L. Guillaume**. — *D'Arbois à Lons-le-Saunier.*

Dans la région d'Arbois, un large affleurement horizontal de Keuper est surmonté par du Rhétien et du calcaire à Gryphées. Des sondages ont reconnu l'existence de gisements de sel et la présence d'un certain nombre d'indices intéressants d'hydrocarbures, gaz et traces d'huile. A l'W, dominant Poligny, une croix se dresse au-dessus d'une falaise de calcaires blancs. Ils correspondent à une pincée de Bathonien située entre le Bajocien à l'E et le Lias à l'W.

Poligny-Sellières. — Poligny est célèbre par ses salines qui exploitent le sel gemme du Keuper inférieur. Les nombreuses buttes qui apparaissent dans le paysage, sont couronnées de calcaires bajociens. La plus typique est celle de Saint-Lothain. Ces buttes correspondent généralement à des compartiments séparés par des failles formant des lanières. Elles offrent une grande continuité du N au S, sur 5 ou 10 km.

La crête qui porte le château de Toulouse à l'E, est un de ces compartiments couronnés par les calcaires bajociens. Le long de la route, les calcaires à Gryphées plongent vers l'W à 45° et s'enfoncent sous le Lotharingien et le Charmouthien inférieur.

En approchant de Sellières, nous traversons un grand nombre d'accidents le long desquels remonte le Trias. Après Sellières, les carrières de Fangy méritent un examen de détail.

Carrières de Fangy. — Aux environs des carrières de Fangy, des failles limitent trois compartiments en lanières. Les fractures sont marquées en surface par des entonnoirs de dissolution. L'accident le plus important passe au pied de la carrière et met en contact le Bajocien à l'W, avec le calcaire à Gryphées à l'E. Il se poursuit au N et au S.

La carrière exploitée dans le Lias inférieur permet une étude stratigraphique détaillée. La série de l'Hettangien-Sinémurien, recouvre les marnes de Levallois, épaisses de 3 à 5 m.

Sellières-Lons-le-Saunier. — Nous traversons de nouveau le village de Sellières. Entre ce village et Passenans, la région est très compliquée. Nous sommes en bordure du plateau calcaire. Le Bajocien repose sur le Lias supérieur visible dans la combe. Lorsque la végétation est peu abondante, on voit nettement la surface inférieure du Bajocien plonger vers l'E puis apparaît le Lias, et vers l'W un

paquet de Bajocien effondré. Il y a donc un accident rectiligne qui suit le pied de la falaise. Un arrêt à Passenans permet d'étudier en détail la région.

M. Ricour montre ensuite au SW du village de Passenans, au lieu dit Rollion, région étudiée récemment en détail par M. Lavigne, un lambeau de Jurassique qui comprend : au sommet, du calcaire bajocien subhorizontal, puis l'oolithe de Rosnay (qui affleure sur le chemin) et les calcaires marneux à Entroques du Toarcien supérieur (qui affleurent dans les vignes) à la base. Ce paquet de Jurassique est en contact anormal au NE, au SE et au SW, avec le Keuper moyen et supérieur, puis avec le Rhétien.

Cet affleurement peut être interprété soit comme un paquet de Jurassique descendu verticalement par faille ou phénomène de dissolution soit comme un lambeau de glissement. MM. Lavigne et Ricour considèrent cette deuxième hypothèse comme la plus vraisemblable.

M. Guillaume montre que le pays est découpé en lanières. L'idée la plus simple consiste donc à faire glisser tout l'ensemble sur la pente. Il n'est pas choquant d'autre part, d'y voir une lanière avec un compartiment effondré.

Nous traversons Voiteur. Au loin, on aperçoit le rebord des plateaux calcaires. La rivière la Seille, que nous suivons, présente une terrasse sur laquelle nous roulerons pendant plusieurs kilomètres. A l'E, Château-Chalon, construit sur une pincée de calcaires. La largeur du bloc calcaire effondré est de l'ordre de 200 à 300 m. On peut supposer la présence d'un décrochement. Les vignes en contre-bas sont sur le Toarcien. Dans la reculée de Baume, un sondage a été exécuté (voir p. 806). Arrêté dans le Permien, il a rencontré des traces d'huile. Ce sondage et celui de Lavigny correspondent au maximum de puissance du Permien connu dans le Jura.

Jusqu'à Lons-le-Saunier, la route suit le Lias inférieur ou moyen. Les buttes calcaires sont nombreuses, avec compartiments séparés par des failles N-S.

Arrivée à Lons-le-Saunier.

---

## 4e journée. Samedi 21 juillet

Matin : Environs de Lons-le-Saunier. Deux groupes :

*Groupe A*. Sondage de Perrigny. Structure de la région de Lons-le-Saunier par M. Goguel.

*Groupe B*. Stratigraphie de la région de Lons-le-Saunier par M. Guillaume.

Après-midi : *Etude détaillée du faisceau lédonien* (style comtois). Monoclinaux plissés, failles-plis et chevauchements du S de Lons-le-Saunier. Sondages de la R. A. P. par MM. Michel, Appert et Lavigne.

Itinéraire : Lons-le-Saunier, Grusse, Orgelet, Cuiseaux, Coligny, Cuisia, Bourg.

## Matin

Groupe A. **J. Goguel**. — *Sondages et structure de la région de Lons-le-Saunier.*

Le Préfet du Jura, l'adjoint au Maire de Lons-le-Saunier et diverses personnalités locales accompagnent le groupe qui, sous la conduite de M. Jean Goguel, visite les sondages effectués par le B. R. G. G. dans la région de Lons-le-Saunier.

Le sondage de Revigny a été aménagé pour capter le gaz naturel, rencontré vers 400 m de profondeur dans la Lettenkohle, qui est dirigé sur l'usine à gaz de Lons-le-Saunier. Après production d'un million de mètres cubes, la pression est tombée de 30 à 15 kg.

Au sondage de Perrigny, M. Goguel fait un exposé d'ensemble sur les recherches entreprises par le B. R. G. G. aux environs de Lons-le-Saunier. Ces recherches ont comporté deux sondages dans la Bresse, qui ont traversé des épaisseurs de Tertiaire croissantes vers l'E : le Crétacé supérieur a été atteint à 660 m à Vincelle et à 1.160 m à Ratte ; ces sondages ont été arrêtés respectivement dans le Jurassique supérieur et dans l'Albien.

Dans le Jura, le sondage de Baumes-les-Messieurs, effectué, avant la guerre, par les Mines domaniales de Potasse, a atteint le Permien à 760 m, et a été arrêté dans cet étage à 1.183 m. Egalement poussé au delà du sel du Keuper, dont il avait permis l'étude, le sondage de Revigny a rencontré du gaz combustible dans la Lettenkohle, puis, sous une faible épaisseur de Permien, le Houiller incliné, caractérisé par des plantes, dans lequel le sondage a été arrêté.

Une diminution de la gravité vers le N, dans la bordure du Jura, a d'abord été considérée comme un indice que le bassin devait s'étendre vers le N, mais le sondage de Grozon a trouvé le granite sous le Trias, et celui de Vaux-sur-Poligny, des schistes cristallins. Une campagne gravimétrique très détaillée a permis de conclure que la forte baisse de gravité vers le N devait correspondre au granite léger, mais a indiqué en même temps une bande légère, beaucoup moins importante, qui paraît correspondre à l'axe du bassin permocarbonifère, passant par Baumes-les-Messieurs et par le sondage de Lavigny, qui a fourni des indices de gaz dans la Lettenkohle, et a retrouvé le Houiller sous 700 m de Permien, avec une couche de charbon de 80 cm, et des empreintes de plantes du Stéphanien.

Le sondage de Conliège a traversé le Houiller, horizontal avec plusieurs couches de houille. Il en a été de même à Perrigny (750 à 1.130 m) où l'on a également trouvé du gaz dans la Lettenkohle, avec une pres-

sion statique plus faible qu'à Revigny, mais une capacité de production plus forte. L'avenir du bassin dépend de la possibilité de retrouver le Houiller à une profondeur plus faible.

Ces sondages ont fourni des renseignements stratigraphiques très importants, ayant été entièrement carrotés. Seul, le Keuper était connu en affleurement. Une série d'échantillons caractéristiques des niveaux inférieurs sont présentés :

Le *Keuper* est représenté par les marnes bariolées, la dolomie en dalles, le grès à roseaux, qui renferme localement des lignites, et la formation du sel ; celui-ci a un aspect disloqué et irrégulier, qui peut être dû à des dissolutions ou à des déformations.

La *Lettenkohle* (20 m) est représentée par une alternance de dolomies et de schistes avec plissotements. C'est le niveau du gaz.

Le *Muschelkalk* est formé de calcaires coquillers avec lits d'anhydrite.

Le grès bigarré est gréseux, comme dans les Vosges. Sa limite avec le Permien, formé de grès et schistes plus violacés est un peu conventionnelle.

Le *Houiller* est constitué par des alternances de schistes et de grès avec arkose ; il présente un conglomérat de base dont le contact avec les schistes cristallins, légèrement injectés, est examiné avec une attention particulière.

Un problème important est posé par le comportement du socle vers l'W, en particulier vers Lons-le-Saunier : suivant qu'il s'élèvera ou s'abaissera dans cette direction, on peut espérer ou non trouver le Houiller a une profondeur exploitable.

La question se posera aussi de chercher si la Houille ne se trouve pas à une profondeur acceptable sur le bord N du bassin, entre Poligny et l'axe Lavigny-Baume-les-Messieurs, où le Permien atteint une épaisseur prohibitive.

Discussion. — M. Fourmarier remercie M. Goguel de son exposé très intéressant et demande si quelques personnes désirent des explications supplémentaires.

M. Pruvost fait remarquer que la flore du Houiller de Perrigny rappelle celle de Rive-de-Gier. L'étage débute par une brèche de base comme dans le bassin de St-Etienne. Toutefois la sédimentation était ici plus tranquille, avec dépôts plus fins, traduisant un bassin régulier avec couches puissantes.

M. Badoux demande comment se présente la discordance hercynienne.

M. Goguel précise que l'on aperçoit cette discordance dans le sondage de Grozon où l'on atteint le granite.

M. Lugeon demande quels renseignements la gravimétrie a fourni sur les écailles de la région.

M. Goguel indique que la variation rapide de la gravité montre l'importance des failles bordières de la Bresse, dont le rejet prouve que l'af-

faissement s'est poursuivi très longuement. Le Crétacé supérieur a d'ailleurs été trouvé par sondages à quelques kilomètres de distance.

M. Lugeon suppose que la structure régionale montre une transgression tertiaire en bordure de la Bresse plutôt qu'une faille. Ce mouvement était indépendant du phénomène alpin avec ses directions méridiennes ; il indique une action géophysique, différente de la poussée alpine.

M. Glangeaud pense que la descente rapide des compartiments du Jura en bordure de la Bresse est en rapport avec des fractures majeures du socle. L'hypothèse de M. Goguel sur la présence, en profondeur, de failles majeures du socle, est vérifiée par de nombreux faits.

La vitesse d'affaissement du fond de la Bresse et le remblaiement qui en est résulté, permet de préciser l'âge de ce phénomène. La vitesse d'affaissement de la Bresse a eu de grandes variations suivant les époques considérées. C'est à l'Oligocène que cette descente a été la plus importante. Comme dans la vallée rhénane, le maximum paraît atteint au Sannoisien. D'autre part, les failles de bordure avaient une direction N-S. Etant donné l'âge de ce phénomène et la direction des cassures, il est difficile de voir là, simplement, un contre-coup du plissement alpin. C'est un phénomène géophysique qui paraît indépendant de ceux qui sont à l'origine de la chaîne alpine.

Au Miocène, le mouvement de descente du fond de la Bresse a été moins accentué au N qu'au S de cette plaine. La couverture miocène (Vindobonien) est, en effet, de faible épaisseur au N, alors qu'elle est beaucoup plus épaisse au S. Un nouveau mouvement du fond de la Bresse, contemporain de la surélévation du Jura, s'est produit pendant le Mio-Pliocène entre le Vindobonien et le Pliocène inférieur.

M. Fourmarier conclut que les fluctuations de puissances des couches traduisait une subsidence différentielle. Les failles jouent pendant l'affaissement du substratum.

Groupe B. **L. Guillaume.** — *Stratigraphie de la région de Lons-le-Saunier.*

Entre Lons et Plainoiseau, on traverse un fond synclinal à fond plat coupé d'un accident transversal.

*Un 1er arrêt à la sortie de Plainoiseau* permet d'observer sur le talus de la route nationale, entaillé par des travaux récents, un affleurement de Toarcien. C'est une série de bancs marno-calcaires, se délitant en pavés, avec intercalations marneuses à Bélemnites et Pentacrines. M. Guillaume précise que *Belemnites digitalis* est localisé entre deux bancs marno-calcaires, à 15 m au-dessous de l'oolithe de Ronnay. Au-dessous de ce niveau à *B. digitalis*, on n'observe que des nodules marno-calcaires dans les marnes. Puis, vers le haut, viennent des marnes et marno-calcaires en bancs du Toarcien supérieur. Ces remarques seront utiles pour reconnaître les niveaux, en l'absence d'affleurements étendus.

M. Guillaume dirige le groupe vers le Mont Genezet, en suivant un sentier le long duquel on observe de petits affleurements. Au passage, il signale le « banc de roc » du Domérien. Ce sont des calcaires spathiques

ou gréseux, en bancs redressés. On y reconnaît *Plicatula* (*Harpax*) *spinosa*, *Pecten aequivalvis*. C'est la zone à *spinatus*, puissante de 15 m. On passe ensuite, sans les reconnaître, sur les marnes à *margaritatus*, rocailleuses, gris-bleu, micacées et sableuses, écailleuses, bistres par altération, d'une épaisseur de 60 à 80 m. Puis viennent 2 m de calcaire blanchâtre à *Davœi*, *capricornu*, *fimbriatum*. Dans une petite marnière, toute proche de Plainoiseau, affleure un niveau supérieur à *Davœi*. Ce sont à nouveau les marnes à *margaritatus* horizontales.

Des affleurements de « schistes cartons » du Toarcien inférieur sont visibles le long d'un petit chemin. C'est ici le cœur du synclinal dans lequel affleure, plus loin, le Bajocien. On passe ensuite sur la série suivante, peu visible : Charmouthien, Lotharingien, Sinémurien-Hettangien (marqué par un ressaut dans la topographie). Après la butte des calcaires à Gryphées, affleurent, sur quelques mètres, les marnes et dolomies du Keuper supérieur. Puis une combe sépare cet affleurement du suivant, où l'on reconnaît les dolomies du Keuper inférieur puissantes de 10 m. Au-delà une faille N-S fait buter le Trias contre une série comportant du Bajocien.

*Un 2e arrêt à Mantry*, près d'une bifurcation de la route nationale et d'un chemin sur la gauche, à 200 m au S de Montchaumot, permet d'observer les bancs à Ammonites phosphatées (zone à *geometricus*). Puis c'est le Lotharingien avec ses calcaires marneux en pavés (niveaux à *planicosta*, *obtusum* et *oxynotum*). Le Charmouthien est peu visible. On arrive ensuite dans une marnière du Toarcien, où l'on recueille les fossiles classiques de cet étage : *Pecten contrarius*, *Nucula Hammeri*, *Thecocyatus mactra*, Bélemnites et de nombreux *Cœloceras* (*Raquienianum* et *crassum*). M. Caire et l'abbé Mouterde font remarquer avec étonnement la présence, dans ce gisement, de fossiles du Domérien, en particulier d'*Am. margaritatus*. M. Guillaume se réjouit de cette remarque et en donne l'explication. Une faille met en contact le Toarcien, dans la partie inférieure de la marnière et le Domérien. Les Ammonites ont été entraînées dans les marnes toarciennes par le ruissellement.

*Un 3e arrêt* permet d'étudier la lanière de Séquanien d'Arlay-Sellières, en bordure de la Bresse. Cette unité peut être suivie sur 20 km, vers le N jusqu'à Poligny. M. Guillaume fait remarquer que cette lanière est typique.

Aux abords du village de Mantry, *un 4e arrêt* montre, en suivant la route, la succession suivante :

Sommet du Toarcien, avec alternances de marnes et marno-calcaires de l'Etoile à nombreuses Entroques ;
Schistes cartons du Toarcien inférieur ;
Toarcien moyen ;
Toarcien supérieur à *Belemnites digitalis*.

Le groupe gagne Perrigny, où M. Guillaume fait un exposé sur les résultats des forages de la région de Lons-le-Saunier.

## Après-midi

**L. Guillaume et J. Lavigne.** — *De Lons-le-Saunier à Saint-Laurent-la-Roche.*

Après le déjeuner à Lons-le-Saunier, les cars prennent la route de Nantua. M. Guillaume puis M. Lavigne décrivent le paysage vu du car.

Environs de Messia. — Le Bathonien apparaît à l'W, dans la carrière. On observe les pendages vers l'E du Bajocien et la limite Lias-Bajocien

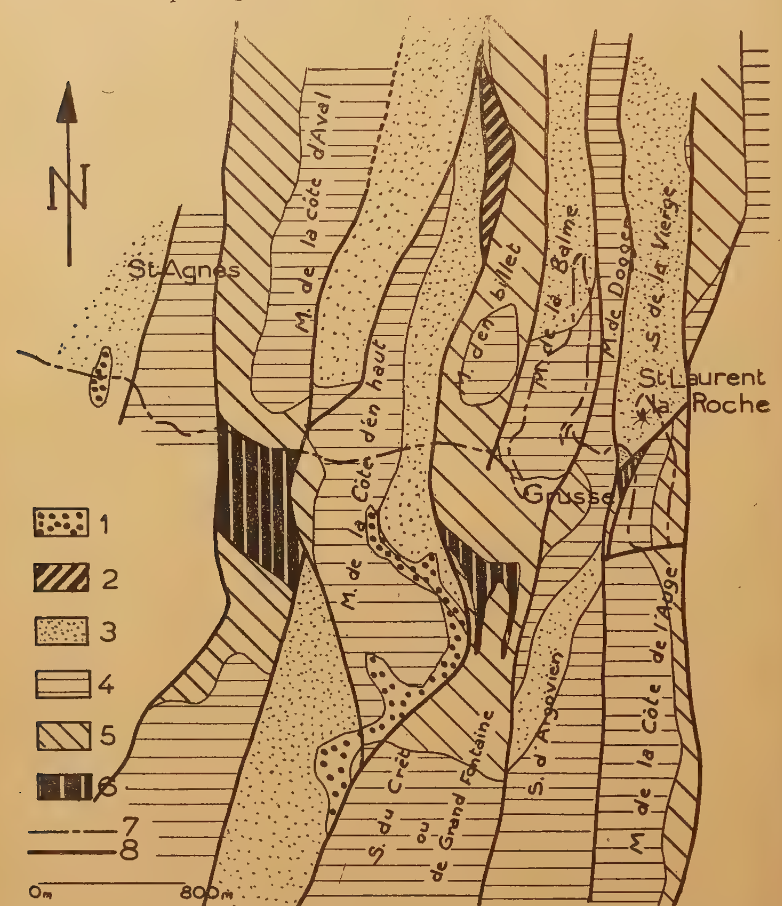



Fig. 7. — Carte géologique des environs de Saint-Laurent-la-Roche
1 : Conglomérat tertiaire ; 2 : Crétacé ; 3 : Malm ; 4 : Dogger ; 5 : Lias ; 6 : Trias.
D'après MM. Masson et Lavigne.

marquée par une rupture de pente. Le monoclinal est normal avec pendages vers l'E ; de même que les monoclinaux situés plus à l'E, il appartient à la zone des monoclinaux faillés, séparés par des fractures verti-

cales ou peu inclinées. On la suivra jusqu'à Grusse où nous étudierons une coupe transversale.

Vers *Gevingey*, on voit, à droite, un compartiment effondré, faisant affleurer du Rauracien. L'effondrement de la Bresse apparaît ainsi en gradins.

Avant *Ste-Agnès*, sur la gauche, on note une pente de Lias surmontée de Bajocien. Sur la zone couverte de buissons, à droite, se situe un compartiment effondré avec affleurements de Malm. Il est à l'origine de la reculée de Grusse. Ste-Agnès est célèbre par ses poudingues. Nous passons près du pont de chemin de fer où affleurait le gisement qui est actuellement masqué par le mur de soutènement de la voie ferrée.

Une coupe vers *Grusse* nous montre l'Argovien très broyé, qui paraît renversé sur les poudingues. Malheureusement la présence du chemin de fer interrompt la coupe et il n'est pas possible d'étudier les relations entre les deux affleurements. A Vincelles, nous observons le compartiment de Bathonien dont les bancs affleurent à notre gauche. Le reste de la coupe sera décrit avec le panorama de St-Laurent-La-Roche.

Nous montons au sommet du rocher de la Vierge, à Saint-Laurent-la-Roche. M. Glangeaud et M[me] Gubler présentent M. Lavigne qui expose les résultats de ses travaux et de ceux de M. Masson.

**J. Lavigne.** — *De Saint-Laurent-la-Roche à Bourg.*

SAINT LAURENT-LA-ROCHE : VUE DU ROCHER DE LA VIERGE. — Le bloc calcaire sur lequel nous sommes, appartient à l'Argovien-Rauracien. Nous dominons les accidents N-S de la bordure externe du Jura.

Etudions rapidement les ensembles traversés (fig. 7) :

1) A la sortie de St-Agnès, un compartiment effondré de Rauracien-Séquanien sur lequel se sont déposés des conglomérats identiques à ceux que nous verrons près d'Augisey.

2) Puis le village de Vincelles sur un compartiment de Bathonien.

3) Nous avons ensuite aperçu sur notre gauche, le monoclinal Bajocien-Rauracien de la cote d'Aval, séparé du monoclinal de la cote d'En Haut, par une faille inclinée vers la Bresse. A la partie orientale de ce monoclinal, la pincée crétacée de Cesancey butte par faille contre le Rauracien du monoclinal et l'Argovien qui forme le fond de la Combe. Les vignes sont sur la craie à silex. Au-dessous d'elles, les couches visibles peuvent être considérées comme de l'Albo-Aptien. Sous cet ensemble nous avons reconnu l'Urgonien et l'Hauterivien. Le complexe est en contact avec des terrains de la base du Jurassique supérieur. S'il ne s'agit pas d'une faille, *il y aurait donc une érosion anté-crétacée très nette.* Ce monoclinal est entaillé par la cluse de la Sonnette et une nouvelle faille le met en contact avec le monoclinal Lias-Bajocien d'En-Billat, lui-même suivi par celui de la Balme.

Nous notons que ces deux monoclinaux se fusionnent vers le S, provoquant la formation de l'anticlinal complexe de Grusse, auquel succède, toujours vers le S, le synclinal du Crêt ou de Grand-Fontaine. Entre cet

ensemble et notre observatoire, nous distinguons un nouveau compartiment Bajocien-Bathonien que notre route a traversé en de pittoresques lacets (fig. 7).

Une faille enfin, visible, devant nous, à la limite des vignes, le met en contact avec le synclinal rauracien de la Vierge, sur lequel nous nous trouvons.

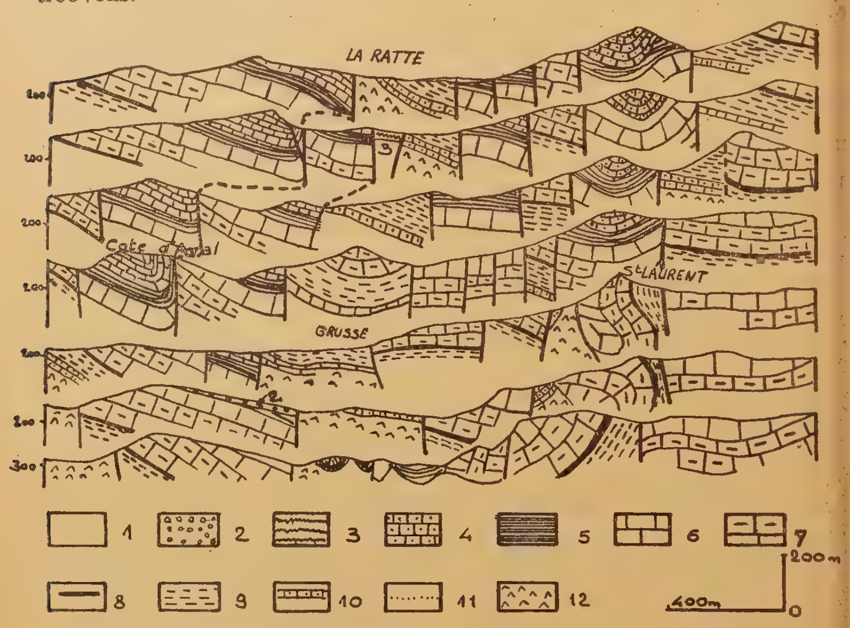



Fig. 8. — Coupes dans la région de Grusse

1 : Quaternaire ; 2 : conglomérats tertiaires ; 3 : Néocomien ; 4 : Rauracien-Séquanien ; 5 : Oxfordien ; 6 : Bathonien-Callovien ; 7 : Bajocien-Aalénien sup. ; 8 : Aalénien inf. ; 9 : Charmouthien-Toarcien ; 10 : Sinémurien-Lotharingien ; 11 : Rhétien-Hettangien ; 12 : Trias gypso-salin.

D'après P. Masson (diplôme inédit Besançon, 1948).

Ces unités présentent une structure de détail très complexe. Nous avons observé en montant à St-Laurent, les fractures alignées N-S, délimitant des panneaux de Bajocien ou de Bathonien. La faille principale que nous allons étudier à présent, limite le synclinal de la Vierge. Examinons de plus près le compartiment à l'E de cet accident. Bordé dans sa partie orientale par une fracture traversant le village, il est fragmenté lui-même par deux failles transversales dont la plus méridionale passe à l'extrémité de la route. Ces décrochements divisent le panneau en trois ensembles. Au S, les couches en pente rapide vers l'W, appartiennent au monoclinal de la côte de l'Auge. Puis vers

le N, entre les deux accidents se situe la série renversée du Châtelet. Enfin, c'est le synclinal rauracien de la Vierge, ceinturé par l'Argovien, que nous avons remarqué en montant ici. Ces trois unités paraissent à première vue, indépendantes les unes des autres. Il est cependant possible de les relier entre elles.

Si nous faisons une coupe E-W du compartiment du Châtelet, nous avons successivement (fig. 8) : le Bajocien derrière l'église, puis le Bathonien avec des pendages W le long de la route. Brusquement dans le chemin qui descend de l'église, vient le Trias recouvert de Lias. La coupe est normale dans le Dogger. Une même section plus au S, nous montre que la série est renversée : le Lias domine le Bajocien dominant le Bathonien. L'ensemble vient chevaucher le Trias de la Combe.

Pour expliquer ce phénomène, M. Lavigne expose l'interprétation de M. Masson : « Le compartiment renversé du Châtelet, malgré la discontinuité qui existe actuellement entre lui et le synclinal de la Vierge, n'est que la prolongation modifiée de celui-ci vers le S.

En effet, il semble que l'apparition de Trias sur ce compartiment n'est pas fortuite ; elle laisse supposer que l'érosion avait profondément entaillé cette partie de la falaise, créant en bordure du Châtelet, une zone de faible résistance.

Lors du plissement cette zone ne put résister à la pression des éléments plastiques sous-jacents et céda ; le Trias gicla et une partie de la bande « la Vierge-Cote de l'Auge », qui, jusque-là, ne faisait qu'un tout, non soutenue, se renversa entre les deux cassures transversales sur le Trias, suivant un plan de chevauchement. Ces deux cassures limitent par voie de conséquence au N et au S, la déchirure triasique. »

Au N, les couches conservent une allure synclinale normale pour constituer le synclinal de la Vierge.

De notre observatoire nous pouvons également remarquer que l'une des failles importantes que nous avons recoupée tout à l'heure (séparant le monoclinal de la cote d'En Haut de l'anticlinal de Grusse), se trouve, au S de ce village, recouverte par des conglomérats. *Nous pouvons donc dater ici la fracture qui est antérieure à la série détritique. Le champ de failles est d'âge anté-Pontien et probablement anté-Miocène.* Ce n'est que par la suite que s'est effectuée l'évolution orogénique miocène et pontienne.

Si nous nous retournons vers l'E, les accidents sont moins compliqués, le maximum de complexité étant en bordure de la Bresse. Les différentes unités apparaissent nettement dans la topographie. Le synclinal de la Vierge butte par une faille qui suit le vallon contre un monoclinal, dont la crête bajocienne repose sur une série liasique. La combe de Lias passe à l'horizon dans un col occupé par des prairies. Elle vient alors au contact d'un petit promontoire dessinant une charnière synclinale, prolongation

du synclinal de la Vierge. Nous notons également quelques décrochements. Le monoclinal bajocien, très continu, se poursuit jusqu'aux environs de Lons.

Discussion. — 1° *Conglomérats oligocènes.* M. Vincienne fait quelques remarques à propos des conglomérats tertiaires. Il signale dans cette bordure, jusque aux environs de St-Genix, de nombreux gisements de conglomérats qui semblent être du même âge. Les conglomérats alternent avec des calcaires lacustres où l'on a récolté une flore et une faune. D'après les déterminations, ce serait du Chattien ou du Stampien. En particulier, M. Vincienne y a signalé à Coligny des Foraminifères non remaniés qui montrent des influences marines. Il est intéressant d'étudier la répartition et la composition de ces conglomérats qui montrent l'état de dénudation de la région au moment de leur dépôt et paraissent indiquer l'existence de mouvements anté-oligocènes.

On rencontre également, dans ces couches, des Algues calcaires qui se rapprochent de *Microcodium elegans* Glück et que l'on a parfois confondues avec des cristallisations. Au microscope, elles apparaissent en effet sous la forme de rosettes de calcite, généralement imprégnées de fines impuretés noirâtres.

M. Fourmarier demande si l'on connaît des équivalents de ces conglomérats dans la Bresse.

M. Glangeaud répond que l'on peut faire une comparaison avec le fossé rhénan, où sur la bordure nous avons des couches puissantes de conglomérats souvent verticaux. Dans la Bresse, en bordure, les sondages n'en ont recoupé que 20 m. Le mouvement maximum de descente paraît se situer dans cette région au Sannoisien et plus précisément entre Sannoisien et Stampien.

M. Vonderschmitt précise qu'en bordure du fossé rhénan on a des conglomérats dans le Stampien.

Mme Gubler fait observer que la puissance de telles assises est importante en bordure du fossé d'effondrement de Forcalquier. Leur âge est sensiblement le même.

2° *Failles, décrochements.* M. Fourmarier fait observer qu'il a été question de décrochements qui paraissent évidents dans la morphologie et demande s'il est possible de les suivre sur quelque distance.

Mme Gubler répond que, d'après la carte de Masson, ils ne se suivent pas. Ils seraient coupés par la grande faille.

M. Goguel demande si l'on possède des données sur le pendage des failles.

Mme Gubler note qu'ici même elle n'en possède pas, mais que dans la région de Cuisiat à Cressia, il y en a de très nets.

M. Fourmarier souligne qu'on nous a signalé, en montant à la Vierge, le passage d'une faille qui paraissait évidente avec un pendage sensiblement vertical.

Mme Gubler fait remarquer, à propos des pendages de failles, le détail suivant : la cote Mallesard est constituée de couches subhorizontales avec une légère déformation synclinale. Une des failles qui limitent ce com-

partiment à l'E, dans la traversée de la reculée, plonge vers la Bresse. Celle qui est à l'W, plonge vers l'E. Entre ces deux failles, on observe une ondulation du Sinémurien alors que le Bajocien est normal. Ce phénomène peut s'interpréter de trois façons : les failles peuvent se rejoindre, l'érosion a permis la montée du Trias, où il y a eu disharmonie entre le Sinémurien et le Bajocien.

M. Pelletier constate que, lors de l'effondrement de la Bresse, il y aurait eu extension et non compression. En effet, dans cette seconde hypothèse, il y aurait eu production de failles inverses. Le fait que ces accidents soient normaux justifie l'hypothèse première de l'effondrement.

M. Fourmarier signale qu'après la subsidence de la Bresse, il a pu y avoir d'autres mouvements. Avant l'Oligocène il y a eu soulèvement de la région.

M. Glangeaud signale les analogies existant entre le compartiment renversé du Châtelet et le chevauchement d'Arguel près de Besançon. On a le même phénomène dans les deux cas.

Nous regagnons les cars. M. Lavigne commente le paysage. Nous traversons St-Laurent, puis roulons vers le S en direction d'Augisey. Près de ce village, nous longeons la pincée d'Augisey qui est le prolongement du synclinal de la Vierge, au S de l'accident du Châtelet.

Le poudingue de Grusse entre Augisey et Rotalier.

Après avoir traversé Augisey, nous recoupons l'anticlinal d'Augisey, revenons vers l'W et atteignons à nouveau le compartiment de Dogger qui prolonge vers le S l'anticlinal de Grusse (synclinal du Crêt ou de Grand'Fontaine).

A l'W de ce compartiment, dans la tranchée du chemin, le poudingue de Grusse, repose sur le Séquanien. L'affleurement de poudingue qui se situe au contact de la faille principale, se suit à travers bois et recouvre la fracture W qui met en contact le Malm et le Dogger. On peut donc admettre que cet accident est antérieur au conglomérat et comme la fracture considérée appartient à l'ensemble des failles longitudinales de la région, leur réseau serait antérieur à cette sédimentation.

Il est prouvé en outre, qu'un plissement a affecté la région postérieurement au champ de fracture.

L'âge du conglomérat se situe entre l'Oligocène inférieur et le Pontien. On y rencontre des éléments appartenant à la série supérieure du Jurassique et du Crétacé; les blocs sont, par endroits, enrobés et cimentés par des concrétions calcaires. On peut supposer, qu'avant sa formation, la région était déjà affectée de failles, établissant ainsi une morphologie ancienne avec des déformations de directions différentes de celles du paroxysme pontien. Il y a donc, dans cette région, superposition très nette de *deux phases tectoniques*.

Discussion. — M. Pruvost fait remarquer qu'un banc de Jurassique supérieur semble passer dans les conglomérats. Ces derniers ne seraient-ils pas alors contemporains du Jurassique supérieur.

M. Lavigne précise que, d'après Masson, il y a dans les poudingues, des éléments très volumineux qui proviennent, sans doute, d'effondrement de falaises. Si, au moment de la formation de ces dépôts, on admet l'existence de failles, il s'agit alors de l'effondrement progressif des falaises le long de la fracture. Tous les éléments sont calcaires. Masson a fait une étude très détaillée du conglomérat avec plaques minces des différents éléments. On peut remarquer qu'à la partie supérieure des bancs calcaires, on a une surface karstique avec poches de galets dans les horizons du sommet.

M. Glangeaud insiste sur deux points : la transgression sur la faille, et la déformation postérieure. Ces deux phénomènes sont nettement caractérisés. On peut admettre qu'il y ait eu d'abord, des failles antérieures à la brèche, suivies de déformations postérieures. Ce type de sédimentation se trouve à d'autres niveaux dans le Jura. Aux Arsures, des brèches paraissent d'âge Miocène supérieur.

Région d'Augisey a St-Jean d'Etreux.

Nous revenons à Augisey et nous nous dirigeons sur Cressia. Sur le flanc de Bathonien formant la base du synclinal de Cressia, la série est continue avec le Callovien fossilifère à notre gauche, surmonté de l'Oxfordien. A droite, la région représente le flanc W de ce synclinal. Nous allons en recouper le versant W par la route qui descend de Cressia sur Cuisia. Devant nous, le château de Cressia est sur le Rauracien.

Entre Cressia et Cousance, nous recoupons la plupart des compartiments que nous avons déjà eu l'occasion de voir plus au N. Près de Rosay, un miroir de faille plonge à l'W vers la Bresse de 50 à 60°, avec brèche et ciment ferrugineux.

Vers Cuiseaux, la succession stratigraphique souligne l'abaissement des axes en direction du S et l'effondrement rapide des compartiments vers la Bresse. Le Lias vient au contact du Crétacé. Le principal problème est de savoir si le Crétacé est transgressif sur des séries antérieurement érodées, ou s'il s'agit de failles. Dans le premier cas, nous aurions ici la trace de mouvements anté-crétacés importants et précurseurs de phases tertiaires. Dans le deuxième, l'effondrement serait considérable.

La région de Balanod est marquée par la présence d'un champ de failles important, délimitant un compartiment effondré E-W, phénomène assez rare et peu classique. Il y a lieu de remarquer l'analogie de ce graben à jeu de diaclases et petites failles avec la « gouttière des Arsures » de L. Glangeaud. Tous deux sont des phénomènes obliques par rapport aux plis et la conséquence d'une torsion entre deux compartiments, ayant joué transversalement aux accidents (fig. 9).

En sortant de Balanod, nous traversons une pincée type de Bajocien-Bathonien. A l'E, vient un accident curieux par ses analogies avec le compartiment déversé du Châtelet, observé à St-Laurent-la-Roche. Cet accident comporte une montée diapirique de Trias, ayant provoqué un broyage des terrains, mais représentant un stade d'évolution moins avancé qu'à Grusse.

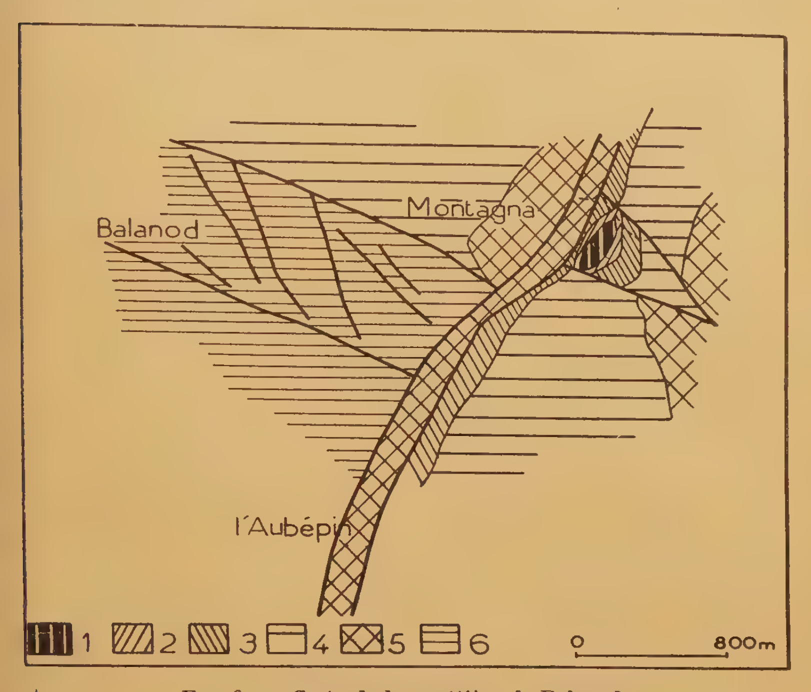



Fig. 9. — Carte de la gouttière de Balanod.
1 : Trias ; 2 : Lias calcaire ; 3 : Lias marneux ; 4 : Bajocien ; 5 : Bathonien ; 6 : Bajocien et Bathonien indifférenciés.

St-Jean-dEtreux.

Un arrêt en face de St-Jean-d'Etreux, permet la présentation de coupes (fig. 10) qui expliquent la structure locale.

La 1re coupe correspond à la vue la plus lointaine. A l'horizon, vers le N, la tour de l'Aubespin dominant un petit bois, correspond aux affleurements de Bathonien. Ce Bathonien est effondré entre deux monoclinaux. Le monoclinal de Nanc à l'E (Lias Bajocien) et le monoclinal d'Allonal à l'W (Bajocien Oxfordien). L'effondrement de l'Aubespin se continue devant nous, sous le village de St-Jean-d'Etreux où le Bathonien présente un pendage déversé vers la Bresse et surmonte de l'Oxfordien et de l'Argovien. Il perd alors sa forme synclinale et évolue en monoclinal.

Vers le S, le monoclinal de Chazelles remplace celui d'Allonal. On a

alors une coupe précise depuis le Bajocien jusqu'à l'Oxfordien. Plus loin vers Coligny, on remarquera en bordure de la route, deux bandes de Callovien appartenant à ces unités. Dans la troisième coupe, nous observons toujours les trois compartiments. Mais un phénomène nouveau

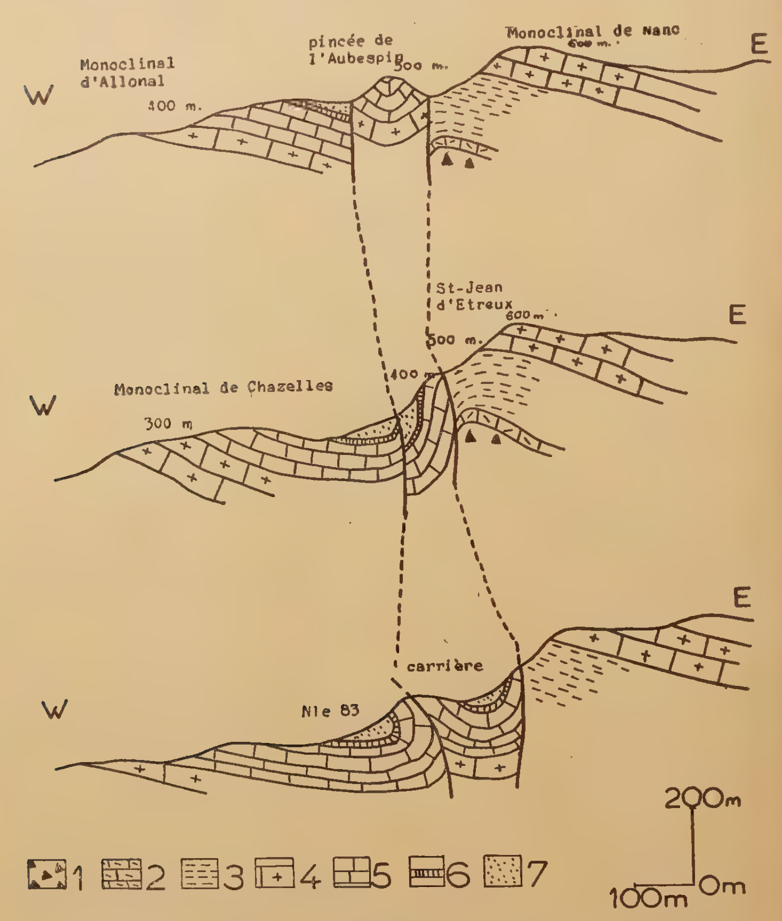



Fig. 10. — Série de coupes entre St-Jean-d'Etreux et Coligny.
1 : Trias ; 2 : Lias calcaire ; 3 : Lias marneux ; 4 : Bajocien ; 5 : Bathonien ; 6 : Callovien ; 7 : Oxfordien.

apparaît ; le renversement du secteur central effondré sur le monoclinal de Chazelles. Ainsi, lorsque nous passerons à l'emplacement de cette section, nous pourrons noter le Callovien à pendage faible de 20°. Puis à quelques centaines de mètres, on observera des bancs de cet étage à pendage inverse, formant le flanc d'un synclinal renversé à cœur Oxfordien.

Nous avons ainsi, dans cette structure : développement d'un flanc E et formation d'un synclinal dont un des flancs se renverse. *Ces trois*

*coupes montrent nettement le passage entre le monoclinal d'Allonal et le synclinal renversé de Coligny.*

*A St-Jean d'Etreux*, après l'exposé de M. Lavigne, M. Glangeaud fait une remarque d'ordre général sur la structure de la bordure occidentale du Jura. Dans le N, le style monoclinal domine. Nous passons ici à un style qui en diffère par l'augmentation des poussées tangentielles. C'est donc un point crucial, où l'on assiste au passage du style monoclinal au N, au style poussé déversé et chevauché, qui est la règle au Sud.

M. Goguel attire l'attention sur les décrochements, en signalant que dans les prospections géophysiques, on a l'impression que le bord que nous suivons se prolonge en profondeur sur une certaine distance.

**P. Michel, G. Appert et J. Lavigne.** — *Sondages R. A. P. du Mont Myon et du Revermont.*

Un arrêt près de Roissiat, face au Mont-Myon, nous permet d'étudier la structure d'ensemble de cette région. Nous avons devant les yeux une vue complète du flanc W de l'anticlinal de Treffort. Ce flanc plonge régulièrement vers la Bresse entre les villages de Chevignat et de Treffort. A Chevignat, nous voyons une torsion des couches qui se raccordent à l'anticlinal de Salavre, que nous avons longé depuis St-Jean-d'Etreux. Il s'agit ici du flanc W de l'anticlinal, l'autre flanc n'étant pas visible de notre observatoire ; nous en apercevons seulement une petite falaise blanche qui correspond au Rauracien. Entre cette falaise et la colline devant nous, se situe la combe principale de l'anticlinal. Dans le cœur de cette structure, on observe une faille qui se suit du N au S et qui met en contact une série débutant au Trias à l'E, avec une succession occidentale légèrement effondrée ; son rejet en surface ne dépasse pas 100 m. Vers le S, l'anticlinal, s'ennoie puis se trouve relayé par un pli d'un style quelque peu différent.

On voit le périclinal passer sous le Jurassique supérieur du Revermont et on peut suivre l'ennoyage du pli ; toute cette région du périclinal et du Revermont est hachée par une série de failles.

G. Appert, géologue chargé de la surveillance des sondages, donne ensuite la coupe géologique sommaire des 2 sondages Jr 101 et Jr. 102.

*Sondage Jr. n° 101. Situation géographique* : Commune de Pressiat. $x = 835{,}94$ ; $y = 151{,}72$ ; $z = 568$ m.

0 - 270 m. Toarcien *sensu lato*. Charmouthien série laminée : marnes froissées avec intercalations de calcaires à Pentacrines, Ammonites, Bélemnites, *Pecten*.

270 - 420 m. Charmouthien moyen : marnes gris noir, très micacées, avec intercalations gréseuses.

420 - 457 m. Charmouthien inférieur-Lotharingien : Calcaire marneux à Ammonites, Bélemnites, Lamellibranches.

457 - 484 m. Sinémurien-Hettangien : Calcaire à Gryphées et calcaire gréseux.

484 - 510 m. Rhétien : Marne chocolat (484-486), schistes noirs et dolomies, grès calcaires à *Avicula*, Encrines et écailles de Poissons.

510 - 610 m. Keuper supérieur : argiles vertes ou lie de vin, avec intercalation de dolomie, bancs d'anhydrite.

610 - 850 m. Argovien (?) : marno-calcaire écrasé et cassé jusqu'à 770 avec débris d'Ammonites, Bélemnites, petits Lamellibranches.

850 - 895 m. Marnes oxfordiennes à Ammonites pyriteuses.

895 - 906 m. Callovien : calcaire marneux et marno-calcaire à Ammonites, Bélemnites, Térébratules et Rynchonelles.

906 - 1035 m. Bathonien : calcaire oolithique avec intercalations de marnes.

1035 - 1185 m. Bajocien : Calcaire gris beige à Entroques.

1185 - 1265 m. Aalénien : Calcaire gris gréseux.

1265 - 1355 m. Toarcien : Marnes.

1355 - 1500 m. Charmouthien moyen : marnes schisteuses.

1500 - 1543 m. Charmouthien inférieur-Lotharingien : Calcaire marneux.

1543 - 1568 m. Sinémurien : Calcaire gris noir à Gryphées.

1568 - 1592 m. Rhétien : schistes noirs et dolomie.

1592 - 1621 m. Keuper : argiles vertes et lie de vin.

*Sondage Jr. n° 102. Situation géographique* : Commune de Journans. x = 831,64 ; y = 132,04 ; z = 342,50.

14 - 68 m. Bajocien : Calcaires spathiques.

68 - 145 m. Aalénien : Calcaire gréseux.

145 - 233 m. Toarcien « *sensu lato* » : marnes grises et marnes schisteuses.

233 - 300 m. Charmouthien : marnes schisteuses noires micacées à *Pecten*.

300 - 316 m. Toarcien : calcaire gris et marne très écrasés.

316 - 491 m. Miocène : sable mollassique jaune, grès avec galets.

491 - 632 m. Oligocène : conglomérats versicolores.

632- 677 m. Jurassique supérieur : calcaire sublithographique.

M. Michel présente ensuite deux coupes qui résument l'interprétation qu'il croit pouvoir donner des résultats des sondages :

Elles traduisent un décollement complet de la couverture post-triasique sur son substratum ; le décollement s'est fait au niveau des horizons plastiques du Keuper, le pendage de la surface de décollement est orienté vers l'E, une composante du pendage est dirigée vers le S (la surface est à une altitude voisine du niveau de la mer dans la région de Lons alors qu'elle est à 140 m sous le Revermont). Le mouvement vers l'W de la masse décollée s'accompagne du chevauchement du front de cette dernière sur le Tertiaire bressan.

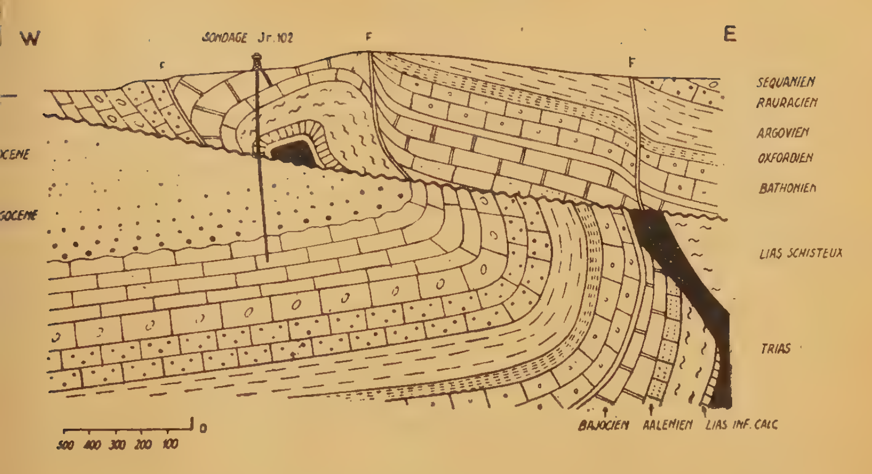



FIG. 11. — Revermont. Coupe interprétative.

Après l'exposé de M. Michel sur les résultats des sondages du Mont Myon, M. GLANGEAUD note que l'augmentation de la puissance des assises du Miocène entre les deux forages du B. R. G. G. au N et de la R. A. P. au S, montre bien que l'enfoncement vers le S des accidents du Jura externe s'est produit en grande partie pendant le Miocène avec un mouvement de bascule.

---

## 5e journée. Dimanche 22 juillet

Etude du Revermont proprement dit, de Ceyzariat à Senissiat. Structure anticlinale. Montagne de Grand Corent. Région des lanières (type ultra-comtois). Faisceau intermédiaire. Région de Nantua. Chevauchement des Neyrolles. Faisceau helvétique, oriental par H. VINCIENNE.

ITINÉRAIRE : Bourg, Ceyzériat, Villereversure, Hautecour, Serrières, la Cluse, Nantua, les Neyrolles, Bellegarde.

### **H. Vincienne**. — *Coupe du Jura de Bourg à Bellegarde.*

RÉGION DE CEYZÉRIAT.

De Ceyzériat au viaduc de Ramasse, nous coupons le premier anticlinal du Jura, « l'anticlinal du *Revermont* », qui, abstraction faite des accidents secondaires et des résultats des sondages profonds, apparaît comme un anticlinal dissymétrique, déversé vers l'W.

Un arrêt à Ceyzériat nous permet d'observer la structure du flanc occidental de cet anticlinal, entaillé par le ravin de la Vallière. De l'église à Ceyzériat vers l'W, nous traversons successivement :

*a*) une série jurassique supérieur, allant du sommet de l'Argovien au Portlandien, plongeant de 60 à 80° vers l'E.

*b*) des conglomérats rapportés à l'Oligocène, par analogie avec tous les gisements de la région de Coligny. Ces conglomérats, épais ici de 40 à 50 m montrent un très fort pendage vers l'E. Bien que le contact, même avec la série précédente ne soit pas visible, ils paraissent reposer sur celle-ci et se renverser avec elle. Les éléments constituants en sont uniquement locaux et le ciment en est fait d'un travertin d'apparence lacustre. L'âge de ces conglomérats est fixé grâce à leur similitude avec les autres conglomérats de la bordure occidentale du Jura, que la flore et la faune associées font attribuer au Stampien *s. l.* Rappelons qu'à Coligny, la faune comprend des Rotalidés non remaniés, qui laissent supposer des influences marines en rapport possible avec un bras de mer, qui aurait occupé la partie orientale de la Bresse.

*c*) une épaisse série de sables jaunes ou jaunâtres, très fins, renfermant, près du moulin détruit sur la Vallière, des lits gréseux, plus ou moins consolidés, et des conglomérats à galets d'origine locale, mais à ciment gréso-calcaire ; on peut observer dans ce ciment, sous le microscope, des grains détritiques de quartz, feldspath, zircon, épidote, zoïsite, quartzite, silex, calcaire fin, calcaires oligocènes à *Microcodium*, des paillettes de mica, des débris de Bryozoaires, Echinodermes, Foraminifères, ossements de Vertébrés, Algues calcaires. L'origine marine de ce complexe ne peut être mise en doute et ses analogies avec les formations mollassiques de Coligny indiquent son âge vindobonien, de même que les gîtes de Pont-d'Ain, Saint-André-sur-Suran, ravin de l'Ecotay entre Jujurieux et Breignes. Des lignites y auraient été reconnus non loin de là. Le pendage de la formation est de 35 à 40° SW, mais il s'accentue vers l'amont et atteint 50 à 60°. Malheureusement le contact avec l'Oligocène n'est pas observable.

*d*) des galets bien roulés, non cimentés, comprenant beaucoup de quartzites, du quartz filonien, beaucoup de roches métamorphiques, surtout quartzeuses, des arkoses à feldspath altéré, des chailles également altérées. D'après la carte géologique, ces galets seraient à rapporter à un Glaciaire ancien, et non au Pliocène, ce qui paraît plus en rapport avec l'état de fraîcheur relative des roches.

Cette coupe permet de saisir quelques traits de l'orogénie du Jura occidental.

1) Les poudingues oligocènes, qui semblent reposer ici sur le Portlandien et qui sont ailleurs directement superposés au Bajocien (Douvres), au Séquanien (N de Treffort), au Lusitanien (île Crémieu), au Portlandien ou au Néocomien (Rocheron, Gerbaix), se sont déposés sur une surface très érodée, indiquant des *mouvements anté-stampiens* qui ont dû débuter avec le Tertiaire.

2) Le redressement assez important des formations miocènes atteste l'existence de mouvements *post-vindoboniens*, que l'on a datés ailleurs, comme post-pontiens et anté-pliocènes.

3) Les relations entre l'Oligocène et le Miocène de Ceyzériat ne eeuvent être établies avec sûreté. Il est probable toutefois qu'ici, omme ailleurs, il y ait discordance entre les deux terrains, du fait de nouvements dont le dépôt des poudingues oligocènes semble mar-[uer le début.

Après Ceyzériat, nous coupons, à la faveur de la dépression de Cey-zériat-Sénissiat, le flanc normal de l'anticlinal du Revermont.

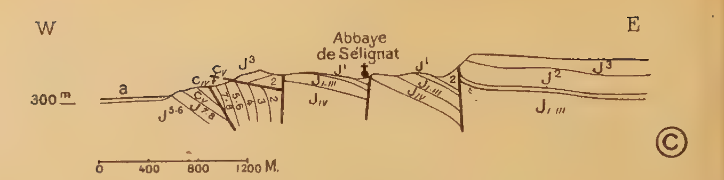
A l'E de Sénissiat, nous observons l'un des multiples accidents trans-versaux du Revermont. Orienté WSW-ENE, il passe près des Picolettes et du grand tournant de la route de Sénissiat à Rignat. Il met anormale-nent en contact le Jurassique supérieur, à faible plongement vers l'E, du nont de Rignat avec le Dogger de la dépression de Sénissiat, qui se relève contre lui après s'être enfoui au S du mont July. Ainsi la dépression de Ceyzériat-Sénissiat se place sur une zone d'abaissement d'axe de l'anti-clinal.

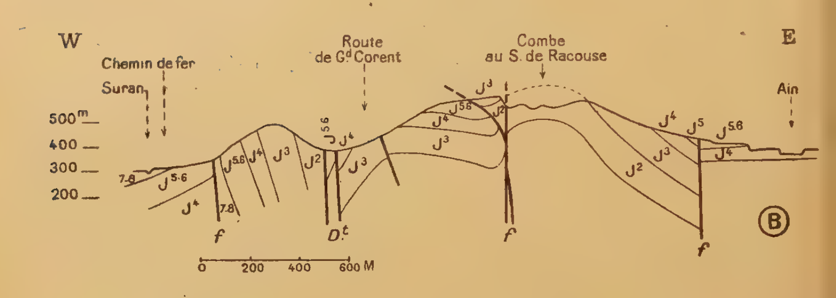
Au delà, nous traversons la terminaison S de la cuvette de Drom-Ramasse, formée dans le Séquanien et le Kimméridgien inférieur de la ente retombée orientale du pli du Revermont, puis la terminaison du chaînon du Montiou, dû au rebroussement des assises du Jurassique supérieur, le long d'une grande faille axiale. Enfin, nous entrons dans le premier grand val jurassien, *le synclinal du Suran ou de Villereversure.*

Montagne de Corent. — De Villereversure, nous gagnons en au-tocar, par Simandre et Banchin, le sommet de la montagne de Grand-Corent, grand anticlinal déversé vers l'W, rompu à la charnière, à flanc normal, tendant à déborder et chevaucher le flanc déversé ; un éger repli synclinal accidente le flanc normal ; de grandes failles longitudinales, postérieures au pli, déterminent des morcellements et des redoublements dans le flanc normal (fig. 12, A). A l'E de Siman-dre, entre Banchin et Grand Corent, un accident transversal, très oblique, presque N-S, provoque de petits changements dans le style de la chaîne, notamment un déplacement vers l'W de toute la façade occidentale de la montagne.

A Banchin, au début de la montée, un petit lambeau de Séquanien, en série renversée, repose sur l'Hauterivien, reste de flanc inverse chevau-chant, mais abaissé par faille. Puis nous coupons les assises jurassique supérieur redressées du flanc déversé ; vers le haut, les pendages dimi-nuent progressivement puis se recourbent en voûte aplatie (pli coffré) (fig. 12, B).

Nous nous arrêtons ensuite aux *carrières supérieures* (Bertholet et Fèvre), qui exploitent la pierre dite de Villereversure. Elles s'ouvrent dans le flanc normal du pli, au S de la faille oblique Banchin-Grand-Corent. Elles montrent, à la partie supérieure, le Kimméridgien inférieur, calcaire en dalles avec lits marno-dolomitiques à Ptérocères (*P. oceani*), petites Huîtres, nombreux moules de Bivalves (*Pholadomya*, *Ceromya*),



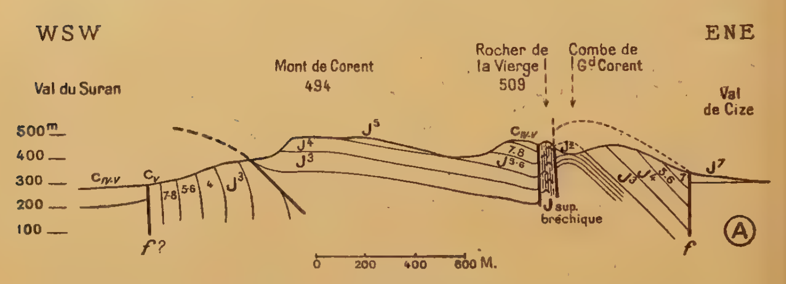




Fig. 12. — Coupes à travers la Montagne de Corent :
A : passant par Grand-Corent. — B : passant entre Grand-Corent et Petit-Corent.— C : passant par la Chartreuse de Sélignat.

Légende commune aux fig. 12 à 16.

A : éboulis ; a : alluvions quaternaires ; GL : Glaciaire. — M : Mollasse (oligocène et miocène). — $C^8$, $C^7$ : Crétacé supérieur ; $C^{1-4}$ : Albien + Cénomanien ; $C^{2-1}$ : Albien ; $C_I$ : Aptien (faciès rhodanien) ; $C_{II}$ : Barrémien (Urgonien) ; $C_{IV}$ : Hauterivien ; $C_{V-IV}$ : Valanginien + Hauterivien ; $C_V$ : Valanginien. — J sup. : Jurassique sup. ; $J^{7-8}$ : Portlandien ; $J^{5-6}$ : Kimmeridgien ; $J^5$ : Kimmeridgien inf. (= Ptérocérien) ; $J^4$ : Séquanien *s. str.* (= Astartien) ; $J^3$ : Rauracien ; $J^{2b}$ : Argovien ; $J^2$ : Argovien + Oxfordien *s. str.* ; $J^1$ : Callovien ; $J^1_{III}$ : Callovien + Bathonien ; $J_{I-III}$ : Bathonien ; $J_{IV}$ : Bajocien (*a*, sup. ; *b*, inf.). — L : Lias. — f : failles ; $D^t$ : décrochements et accidents transversaux ; Ch : surfaces de chevauchement.

Térébratules (*T. subsella*), débris d'Oursins (*Cidaris glandifera*), Polypiers, dents de Poissons. Au-dessous, le calcaire séquanien (astartien) exploité contient des Nérinées, des débris de *Trichites*, des Stromato-

poroïdés reconnus par J. Pfender comme *Burgundia Trinorchii* (MUN. CH.) YV. DEH., des formes rappelant *Actinostroma* et *Milleporella*, de petits Tabulés du type *Lovecenipora*. Il convient de souligner l'intérêt stratigraphique des *Burgundia*, localisées dans toute la région dans la partie supérieure de l'Astartien et parfois à la base du Kimméridgien.

Vers l'W, les couches du Rauracien apparaissent sous l'Astartien, puis se rebroussent en chevauchant les assises verticales ou à très fort pendage E de la retombée occidentale de l'anticlinal (fig. 12, A).

Un arrêt au rocher de la Vierge de Grand Corent nous permet ensuite d'observer le passage d'une des failles longitudinales postérieures au pli. Le rocher, à l'W de la faille, est constitué par des assises du Jurassique supérieur indéterminables (Kimméridgien ? Portlandien ?), coupées en biseau, écrasées et rebroussées le long du plan de faille. Un peu plus au N, c'est le Néocomien qui vient au contact. Vers l'E, le rocher butte contre l'Oxfordien-Argovien ramené par soulèvement relatif du compartiment oriental. L'Oxfordien-Argovien donne naissance à la combe de Grand-Corent-Racouse et est recouvert vers l'E par le Jurassique supérieur de la retombée orientale de l'anticlinal (fig. 12, A).

Du rocher de la Vierge, nous apercevons, vers le N et à l'W de la combe Grand-Corent-Racouse, les couches rauraciennes normales, prolongeant celles de la retombé eorientale, commençant à déborder le Jurassique supérieur de la voûte médiane, pour atteindre, plus au N, le flanc occidental déversé du pli (fig. 12, B) ; ce recouvrement, qui est manifeste sur le côté N de la cluse de Sélignat (fig. 12, C), nous permet de penser que le léger repli synclinal médian de la voûte n'est pas simplement dû au rebroussement des assises contre la faille longitudinale de Grand-Corent, mais qu'avant celle-ci, existait déjà sur son emplacement un repli anticlinal oriental, d'où est parti le recouvrement. Les masses en recouvrement sont actuellement séparées de leur point d'origine par les grandes failles longitudinales.

M. FOURMARIER fait remarquer un fait anormal. Dans le flanc occidental redressé du pli, les couches sont avancées par rapport à celles du flanc normal et c'est le contraire qui devrait se produire dans l'hypothèse du chevauchement de ce dernier sur le flanc occidental.

M. VINCIENNE suppose que le flanc normal a pu s'étendre plus loin vers l'W et dépasser les couches rauraciennes du flanc redressé. C'est l'érosion qui aurait ensuite produit le recul apparent du flanc normal vers l'E. Un certain décollement accompagné de progression, des assises du Jurassique supérieur sur l'Oxfordien-Argovien du flanc normal, facilite la compréhension du phénomène.

Mme GUBLER attire l'attention sur le style particulier des plis de cette région, plus complexes que dans le Revermont proprement d t.

Arrêt près de l'église de Grand-Corent sur la route de Cize. — Nous observons le beau panorama vers le val de Cize-Hautecour, la vallée de l'Ain, les rochers de Jarbonnet et de Balmont, les hauteurs de Balvay et les Monts Berthiants.

Derrière le hameau de Villette, des carrières sont ouvertes dans l'Astartien à *Burgundia* et dans le Kimméridgien inférieur.

Entre la gare de Cize et le village de Bolozon, la vallée de l'Ain coupe en cluse une voûte anticlinale qui, de loin, apparaît très simple et très nette. La voûte est cependant coupée de plusieurs accidents longitudinaux et débitée en compartiments, qui ne troublent en rien la régularité de l'ensemble. On est obligé d'admettre la postériorité de ces accidents à la structure plissée.

Dans les hauteurs à l'W de Balvay, nous observons un curieux dispositif, qui fait chevaucher un mamelon de Rauracien, à plongement plus ou moins fort vers l'W, sur la retombée orientale de l'anticlinal de l'Ain, dont il vient d'être question (fig. 13, A). Vers l'E, ce mamelon se coince contre le noyau Bajocien-Bathonien de Balvay, lui-même séparé par un accident longitudinal de la série jurassique supérieur de Solomiat. Abstraction faite du dernier accident, il y a là tous les éléments d'un anticlinal déversé vers l'W et chevauchant sur le pli qui le précède. Cette structure rappelle celle des grands plis de l'E du Jura et les failles verticales longitudinales lui sont postérieures.

**M^me^ Gubler présente une très belle carte de la région, où apparaît nettement la langue de recouvrement.**

De Villereversure a Solomiat. — Après le déjeuner à Villereversure, nous coupons, encore une fois, entre Bohas et Hautecour, la montagne de Corent, qui laisse affleurer sur sa voûte aplatie, le Kimméridgien supérieur subhorizontal.

Aux abords d'Hautecour, nous apercevons les complexes morainiques déposés par un diverticule du glacier de l'Ain remontant le val, du N vers le S ; ils forment des collines à stratification entrecroisée, montrant des alternances de lits franchement glaciaires et de lits plus sableux et fluvio-glaciaires.

Puis nous atteignons la vallée de l'Ain à Serrières. A partir de cette localité, nous pénétrons dans une zone, où les accidents longitudinaux multipliés débitent la structure en longues « lanières » particulièrement frappantes ; cette zone se place sur le prolongement de la chaîne de l'Euthe, qui sépare, plus au N, le plateau de Lons du plateau de Champagnole. La coupe un peu schématique, annexée au texte (fig. 13, B), nous dispensera de décrire le paysage géologique dans le détail.

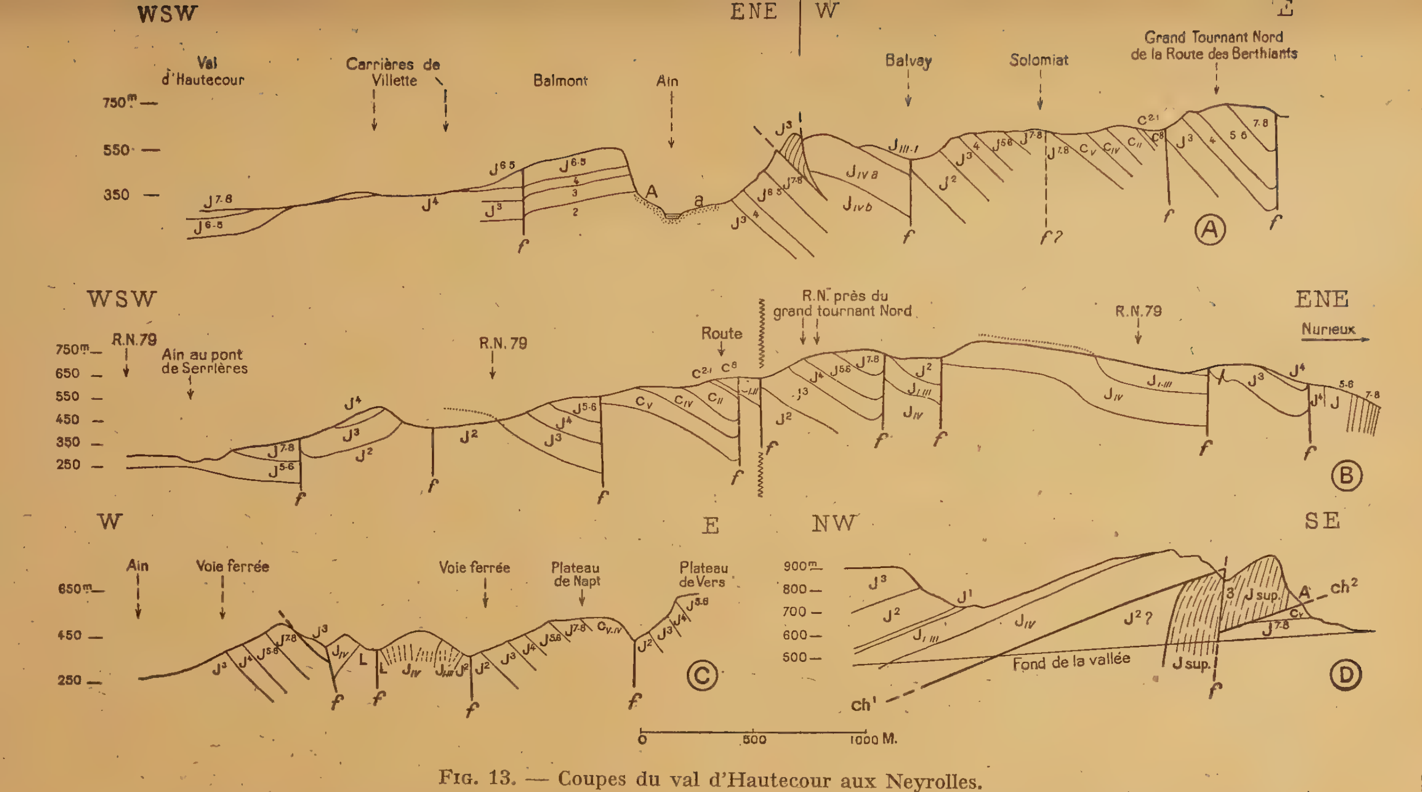



FIG. 13. — Coupes du val d'Hautecour aux Neyrolles.

A : passant par le Balmont, Balvay et Solomiat. — B : de Serrières-sur-Ain à Nurieux. — C : passant à 300 m au N de Bolozon. — D : de la retombée orientale de l'anticlinal des Monts-d'Ain, aux Neyrolles (bord N de la cluse).

Un court arrêt, un peu avant la bifurcation des routes de Solomiat et de Leyssard, nous permet d'étudier les faciès du Crétacé, notamment l'Urgonien (à Orbitolinidés et à Algues du groupe des Siphonées) et la craie (à *Globotruncana Linnei*). Puis nous quittons la route nationale pour nous rendre à Solomiat, d'où nous avons une très belle vue sur les hauteurs de Balvay, le rocher de Jarbonnet et surtout la reculée de Bolozon.

Reculée de Bolozon. — Cette petite cluse nous donne un aperçu sur un ensemble de lanières, débitant un pli (fig. 13, C).

Derrière Bolozon se place la retombée orientale de l'anticlinal de l'Ain, comprenant tout le Jurassique supérieur jusqu'au Portlandien. Le ravin, immédiatement à l'E, se creuse sur une première faille longitudinale, qui met en contact le Jurassique supérieur précédent, à l'W, avec le Dogger, à l'E. Mais un paquet de Rauracien, visible dans le paysage, sur le versant W du ravin, repose anormalement sur le Portlandien et trouble la continuité des assises. La position de ce Rauracien en recouvrement est difficile à expliquer ; mais comme c'est l'homologue du mamelon rauracien observé à l'W de Balvay, on peut l'interpréter de la même façon, c'est-à-dire comme le reste de la retombée occidentale d'un anticlinal chevauchant ou, si l'on préfère, du flanc normal d'un anticlinal dérapant et chevauchant la zone synclinale voisine. En tout cas, ce reste s'est trouvé séparé de ses continuités originelles par la faille longitudinale.

Le compartiment Dogger, contigu vers l'E, est constitué de Bajocien, formant crête et laissant apparaître dans un deuxième ravin, plus à l'E, un peu de Lias sans rapports bien normaux avec les assises qui l'encadrent. Le ravin est suivi par une faille longitudinale, certaine.

Plus à l'E, le relief suivant est formé de Bajocien et de Bathonien, qui tendent à se renverser vers l'E ; à l'entrée orientale du tunnel, le Bathonien, plongeant de 45° vers l'W, repose sur un Oxfordien fossilifère.

La combe, plus à l'E, marque encore le passage d'une faille longitudinale, au delà de laquelle apparaît l'Argovien, couronné de Rauracien. L'ensemble est littéralement haché en lanières par les failles longitudinales. M. Vincienne pense qu'il faut rattacher tous ces compartiments à l'E de Bolozon, étant donné leur distribution et leur structure particulière, à un même pli anticlinal. D'autre part, le petit lambeau de recouvrement indique des phénomènes tangentiels, dont nous aurons des exemples plus spectaculaires et mieux conservés — sans doute plus jeunes — dans les plis orientaux ; il peut y avoir là, progression du flanc normal de l'anticlinal sur la dépression synclinale voisine. Quelle que soit son explication, le phénomène est antérieur aux failles longitudinales, elles-mêmes postérieures à la grande surface d'arasion qui biseaute les couches et dont on retrouve des restes bien conservés, mais dénivelés, dans les plateaux de Solomiat, Napt, Vers, Mens.

Discussion. — Mme Gubler précise qu'à l'entrée W du tunnel de Bolozon, affleure l'Argovien renversé sur le Rauracien, lui-même renversé sur la série inférieure.

M. Gouvernet : La forme en « lanières » résulte peut-être d'un empilement d'écailles sur le flanc anticlinal.

M. Glangeaud montre que la surface d'érosion qui tronçonne toutes les couches, s'est établie postérieurement aux dislocations. Puis il précise le terme de « lanières » qu'il a proposé en 1949 pour cette région typique. Ce sont des compartiments monoclinaux redressés au voisinage de la verticale. Ils ne montrent presque jamais de charnières. Ce sont des champs de failles, comprimés et déplacés probablement en masse. On ne peut sans sondage ou géophysique, préciser quelles sont les relations exactes dans le faisceau, où existent des failles secondaires et ramifiées de la couverture, avec les failles majeures du socle. L'étude de la chaîne de l'Euthe, se reliant au faisceau de lanières de Poncin, permet toutefois d'admettre que les dislocations majeures du socle sont à l'origine de ces champs de failles [1].

M. Vincienne signale qu'il a indiqué, dès 1935, le rôle du socle ancien dans les plissements de la couverture secondaire et tertiaire du Jura [2].

Reprenant la route nationale, nous continuons la coupe jusqu'à Nurieux.

Vue panoramique vers Nurieux, Brion, Géovressiat, la Cluse, Nantua et les Monts d'Ain. Un arrêt à la bifurcation de la route de Mornay nous permet d'admirer un très beau panorama.

En partant du premier plan, on distingue successivement : *a*) la retombée faillée de l'anticlinal des Berthiants, qui tend à se déverser vers l'E, *b*) la vallée de l'Oignin, de nature synclinale, *c*) l'anticlinal du Degoley ou des Joux Blanches, qui se continue vers le N, après un certain décalage en rapport probable avec des accidents transversaux, par l'anticlinal de Géovressiat, *d*) la vallée de l'Ange et le synclinal d'Oyonnax, *e*) la masse boisée de sapins de l'anticlinal des Monts d'Ain ou des Joux Noires, *f*) enfin à l'arrière-plan, les plateaux de la région du Poizat.

Avec la chaîne des Monts d'Ain, le paysage géographique et tectonique change : cette chaîne fait la limite géographique entre le Jura occidental et le haut Jura oriental ; elle sépare aussi le domaine tectonique occidental, sur le prolongement de la zone des plateaux et de sa bordure W, du faisceau plissé oriental.

L'ensemble présente un double intérêt, dû aux structures tectoniques d'une part, aux phénomènes glaciaires d'autre part.

1. L. Glangeaud, *Bull. Soc. Hist. nat. Doubs*, 22 déc. 1944, p. 36 et *B. S. G. F.*, (5), XIX, 1949, p. 680.
2. H. Vincienne. Esquisse physique de la chaîne jurassienne. *Urbanisme*, 4e ann., no 37, 1935, p. 242-260.

*Structures tectoniques.* Le pli de Géovreissiat-les-Joux-Blanches est encore débité par de grandes failles longitudinales. A l'W de Géovreissiat, se développe un relief néocomien de nature synclinale, subhorizontal, couronné par un peu d'Urgonien. Puis plus à l'E, derrière Géovreissiat, une voûte anticlinale de Bajocien butte par faille longitudinale, contre le Crétacé précédent. Dans la faille sont pincés des éléments de Jurassique supérieur, laminés et écrasés, provenant d'une retombée W de l'anticlinal. A l'E de la voûte bajocienne, une deuxième faille longitudinale met en contact avec celle-ci un flanc E d'anticlinal, formé de Jurassique supérieur redressé à la verticale.

Des faits du même ordre se remarquent dans le prolongement méridional du pli, au S de Brion. Mais en outre, au Degoley, la carte de Riche fait état d'un curieux phénomène, qui superpose, sur le flanc W redressé du pli, une série subhorizontale formée de Séquanien et de Kimméridgien portant le sommet du Degoley. Il existe ainsi des débordements ou des transports de séries appartenant au flanc normal de l'anticlinal par dessus le flanc déjeté ou déversé. C'est un nouvel exemple à ajouter à côté de ceux de la chaîne de Corent et peut-être aussi de la région de Balvay et de Bolozon. Mais le phénomène, qui a dû se produire en fonction d'une topographie préexistante, se multipliera dans le faisceau oriental. Actuellement il est impossible de raccorder directement ce lambeau du Degoley avec le flanc E du pli : l'érosion et surtout les accidents longitudinaux postérieurs ont interrompu les continuités.

*Phénomènes glaciaires.* Toute la région porte la trace de phénomènes glaciaires importants. La vallée de Nantua avec ses flancs très abrupts peut passer pour une auge glaciaire caractéristique, mais ce sont surtout les formations glaciaires qui présentent de l'intérêt. De notre observatoire, on aperçoit, entre Saint-Germain-de-Béard et Brion, la moraine dite de Nurieux. Dans la vallée de l'Ange, à l'E de Montréal, existent d'autres appareils morainiques. A Saint-Martin-du-Fresne, la haute vallée de l'Oignin est également barrée par un vallum. La forme et la structure de ces moraines montrent qu'elles ont été déposées par un glacier débouchant de la cluse de Nantua et dont la langue s'est étalée en éventail dans les différentes vallées en aval de la gorge, comme l'a admis Delebecque. Elles ont déterminé la formation d'un lac de barrage, qui a eu autrefois une extension beaucoup plus grande et qui ne s'est maintenu que dans la zone un peu surcreusée de la gorge elle-même. Toute la partie aval de la dépression lacustre a été remblayée par d'épais dépôts d'alluvions. Ces différentes moraines intra-jurassiennes — par opposition aux moraines trans- et cis-jurassiennes — ont été déposées par un diverticule du glacier würmien du Rhône, qui a remonté la cluse de

Châtillon-Saint-Germain-de-Joux, malgré le bouchon de glace opposé par les glaciers locaux, notamment par ceux de la Semine et de la Valserine, et alors que ceux-ci étaient déjà en décrue. Cette origine alpine des appareils morainiques de la région se manifeste peu par l'étude de leurs matériaux, qui ne contiennent que très peu de roches alpines et beaucoup de calcaires locaux. Il semble donc que l'alimentation du glacier würmien de Nantua ait été en grande partie assurée par les glaciers locaux. Notons que les éléments alpins deviennent plus nombreux lorsqu'on remonte la cluse de Nantua vers Saint-Germain, où le Glaciaire alpin se trouve mieux caractérisé.

L'appareil de Nurieux passe vers le N à la grande terrasse fluvio-glaciaire d'Izernore, également pauvre en éléments alpins.

Quelques rares coupes montrent les rapports des Glaciaires alpin et local ; ce dernier apparaît en plusieurs points sous la terrasse fluvio-glaciaire d'Izernore. A la Voûte, près de Saint-Germain, le Glaciaire alpin ravine nettement le Glaciaire local. Il y a eu d'abord une phase d'occupation par les glaciers locaux ; puis le Glacier würmien alpin les a remplacés, probablement remplacé lui-même par la glace locale.

Anticlinal des monts d'Ain ; chevauchement des Neyrolles. — Au delà de Nurieux, nous coupons l'anticlinal des Monts d'Ain en suivant le bord du lac de Nantua : c'est un anticlinal dissymétrique, déversé vers l'E, à lente montée du flanc occidental. Nous nous arrêtons au village des Neyrolles pour étudier la retombée orientale du pli.

Du côté S de la cluse, le Bajocien du flanc occidental normal chevauche le flanc déversé formé de Jurassique supérieur vertical ou un peu renversé, qui chevauche lui-même les formations crétacées du synclinal des Neyrolles-Brénod. Sur son bord E, celui-ci est à son tour chevauché par l'anticlinal de la forêt des Moussières, dont on aperçoit, entre les arbres, la retombée en genou à la partie supérieure du versant. Ainsi le synclinal est littéralement étranglé par le déversement et le chevauchement, sur ses bords, des deux anticlinaux qui l'encadrent. C'est le type de structure dite en « blague à tabac ».

Du côté N de la cluse (fig. 13, D), la retombée de l'anticlinal des Monts d'Ain se présente un peu différemment et se complique d'une faille longitudinale *F*. Deux plans de chevauchement sont nettement visibles ; d'une part, le plan *Ch* 1 qui fait chevaucher le Bajocien du flanc normal sur le flanc inverse formé de Jurassique supérieur écrasé ; d'autre part, le plan *Ch* 2 qui fait reposer d'une manière très spectaculaire, un Jurassique supérieur un peu déversé sur les couches synclinales subhorizontales des Neyrolles.

M. Glangeaud signale qu'en suivant l'accident des Neyrolles vers le N, on peut le raccorder au faisceau de Syam décrit par les géologues de

l'Ecole du Pétrole (diplômes inédits, par Cliquet, de Chevilly, Haendel, Relin) et Glangeaud (1947). Il y a une continuité très remarquable au point de vue de la tectonique du Jura. Cet accident (dislocation p08 de sa carte de 1949, p. 673 et 679) lui paraît lié, comme le faisceau bisontin, à une ou plusieurs dislocations majeures du socle jurassien.

M. Lugeon suppose qu'il y a eu dans le pli des Neyrolles, affaissement de la partie E par rapport au secteur W.

Faute de temps, nous nous rendons rapidement ensuite à Bellegarde.

**J. Goguel.** — *Considérations sur les rapports du socle et de la couverture entre Nantua et Bellegarde.*

De part et d'autre de l'*anticlinal de Montarqui,* les plateaux inclinés situés autour de Châtillon-de-Michaille, et à l'W de St-Germain-de-Joux, se trouvent, structuralement, exactement dans le prolongement l'un de l'autre ; l'anticlinal de Montarqui constitue ainsi l'un des exemples les plus nets d'un plissement de la couverture, froncée sur elle-même sur un certain intervalle, alors que dans les plateaux voisins, elle a simplement glissé sur sa base. Il n'y aurait donc là aucun accident du socle, dont la surface doit être parallèle à celle des plateaux.

Dans le *synclinal des Neyrolles,* les couches se trouvent portées très en contrebas du niveau qu'elles occupent, à l'E dans le plateau de St-Germain, ou à l'W, dans les Monts d'Ain. Ceci implique, soit un amincissement local de la couverture, que rien n'indique, soit plus vraisemblablement une dépression localisée du socle. Je supposerais donc volontiers un système de cassures du socle ayant déterminé, à l'emplacement du synclinal crétacé des Neyrolles, un fossé effondré, vers lequel se seraient déversées par la suite, en plis plus ou moins rompus, les couvertures sédimentaires des zones tabulaires environnantes.

Le fait que, de part et d'autre, les plateaux se relèvent à l'approche de ce fossé des Neyrolles peut résulter d'une compensation isostatique, encore que celle-ci ne joue que rarement pour des blocs aussi étroits.

Il est difficile de dire dans quelle mesure le décrochement du synclinal, entre les Neyrolles et le lac de Silan, peut correspondre à un décrochement analogue dans le socle.

On ne saurait, en effet, exclure que des cisaillements horizontaux n'aient, par la suite, déplacé le synclinal crétacé par rapport au fossé du socle, qui peut donc ne pas avoir suffi pour assurer un verrouillage parfait de la couverture.

## 6e journée. Lundi 23 juillet

MATIN : Etude des rapports de l'anticlinal du Reculet et du synclinal de la Valserine. Anticlinal du Crêt de Chalam. Région de Saint-Claude par H. VINCIENNE.

APRÈS-MIDI : Deux groupes :

*Groupe A.* Etude des décrochements et des transformations structurales de l'anticlinal des Bouchoux et du synclinal de Belleydoux-la Serra, par H. VINCIENNE.

*Groupe B.* Saint-Lupicin (faisceau intermédiaire), Saint-Laurent-du-Jura, Pont de la Chaux (*collapse structure*). Interférence du faisceau de Syam et du faisceau helvétique. Décrochement de Morez, par M. GLANGEAUD.

ITINÉRAIRE : Bellegarde, Confort, Chézery, Lélex, Mijoux, Lajoux, Septmoncel, Saint-Claude, Belleydoux, Saint-Claude, Longchaumois, Morez.

SOIR : Séance de travail à Morez sous la présidence de M. FOURMARIER.

### Matin

**H. Vincienne.** — *De Bellegarde à St-Claude.*

PANORAMA DE LANCRANS. Un arrêt près du cimetière de Lancrans nous permet un tour d'horizon sur toute la région au N de Bellegarde.

Vers l'W, se développe la chaîne anticlinale du Colombier, anticlinal complexe qui s'aplatit à la voûte, se déverse vers l'W et descend vers l'E en pente relativement douce malgré une brusque flexure à mi-flanc ; sa retombée orientale donne naissance à un large plateau, la Michaille, qui se prolonge vers le N par le plateau plus réduit du Ladai. Formée d'Urgonien avec lambeaux de sables verts localement conservés, la Michaille se recouvre de mollasse vers le SE ; mais ces diverses formations sont partiellement masquées par les dépôts glaciaires du Würmien.

Au NW, s'ouvre dans la bordure montagneuse la cluse composée de Châtillon-de-Michaille à Nantua, qui coupe la plupart des plis du faisceau oriental : l'anticlinal du Colombier se termine sur le bord de la cluse et le relief, qui semble le prolonger au N de celle-ci, est en réalité constitué par un pli plus externe, l'anticlinal de Ruty, qui lui-même continue après torsion et décrochement l'anticlinal des Galanchons et de Beauregard.

Du côté de l'E, une seconde grande chaîne anticlinale, l'anticlinal du Credo (Crêt d'Eau), se prolonge au N par l'axe du Reculet. Ce pli coffré avec replis à la partie supérieure de la voûte se déverse vers l'W ; mais le flanc inverse n'en est que partiellement visible, souvent masqué par les éboulis.

Vers le S et le SE, la chaîne est précédée par la moraine de Ballon, du stade de retrait du Würmien.

Dans la direction du N, se profile un massif annexe, le massif de Menthières, qui flanque vers l'W l'anticlinal du Crêt d'Eau. Il est composé d'un anticlinal qui forme le gros relief occidental du massif et d'un synclinal qui lui fait suite vers l'E et qui se traduit par une succession de petits crêts et combes de flanc. On peut reconnaître dans le flanc W, normal, du synclinal, de l'W vers l'E :

*a*) le Valanginien *s. l.*, divisé en 2 assises par un petit horizon marneux correspondant aux marnes d'Arzier ; l'assise inférieure, subrécifale, forme la barre calcaire blanche, qui charpente le versant E du gros mamelon occidental ; l'horizon marneux intermédiaire donne les prairies au milieu des bois ; l'importante dépression à l'E du relief occidental est creusée en plein Valanginien ;

*b*) au-delà, une combe dans les assises hauteriviennes ; celles-ci, marneuses à la base (marnes d'Hauterive), comprennent ensuite une série de petits bancs calcaires, qui forment de petits reliefs monoclinaux ;

*c*) puis un crêt bien marqué de formations urgoniennes, tournant son abrupt vers l'W. Toutes ces couches néocomiennes plongent vers l'E.

Plus à l'E, l'axe du synclinal contient de l'Albien et de la mollasse ; puis le synclinal se relève à la verticale pour s'accoler à l'anticlinal du Crêt d'Eau.

Quant à l'anticlinal de Menthières, à l'endroit considéré, ses couches jurassiques supérieures et néocomiennes retombent vérs l'W à peu près verticalement.

Il est plus difficile d'expliquer la disparition du massif de Menthières vers le S. Cette disparition s'effectue à la faveur d'un grand accident orienté NW-SE, qui met localement en contact, à l'E de Confort, les couches urgoniennes (au S) avec le Jurassique supérieur du massif (au N). Vers le SE, cet accident semble se prolonger, à partir de la cluse du Fort de l'Ecluse, par la grande faille qui borde le Vuache à l'W, puis le Mont de Musièges à l'E ; puis il paraît participer au tronçonnement de la chaîne du Salève, entre la Montagne de la Balme et les coteaux de Lovagny. Au NW de Confort, l'accident ne se traduit plus guère que par la cassure de la Sandezane au S de Champfromier et par une surélévation des couches le long de celle-ci, qui fait apparaître le Lias et, avec un certain diapirisme, le Trias gypso-marneux.

On a parfois considéré comme une réapparition de l'anticlinal de Menthières, l'anticlinal du Gros-Foug, dont on aperçoit dans le lointain, vers le S, la terminaison périclinale septentrionale, qui constitue la Montagne des Princes. Rien ne permet de relier les deux plis. Il semble plutôt que le pli de Menthières s'arrête définitivement à Confort, en conformité avec les autres traits de la région examinée, qui trahissent l'influence directe

du socle profond : la torsion brutale de l'anticlinal du Crêt de Chalam, que nous observerons plus loin, la disparition vers le S du massif de Menthières, la déviation simultanée de l'anticlinal du Crêt d'Eau — déviation qui s'accentuera dans le Vuache —, la naissance au S de Champfromier d'un plateau rigide et tabulaire, qui s'élargit vers le S, la torsion accompagnée de décrochements du faisceau de plis compris entre Les Neyrolles et Châtillon-de-Michaille, tous ces faits concourent à accréditer l'existence sous la région de Bellegarde d'un compartiment soulevé du socle ancien, qui aurait fait sentir sa présence au cours même du plissement jurassien.

Vers le N, à gauche du massif de Menthières, nous voyons apparaître la grande surface plate de la forêt de Champfromier, qui se relève doucement vers le SE, où elle culmine à 1380 m (Crêt du Mont). Nous constatons que ses assises sont ployées en léger synclinal dans sa partie médiane et se relèvent en anticlinal vers ses bordures orientale et occidentale. Sa surface qui bisaute les assises est probablement une ancienne surface d'érosion miocène, à peine rajeunie et à peine déformée par les mouvements post-pontiens. Le cirque des Avalanches permet de voir les assises de l'Argovien au Portlandien. Le Valanginien et l'Hauterivien ne sont visibles qu'à l'intérieur de la forêt ; de même le Dogger, à la base de l'escarpement bordier, n'apparaît pas d'ici.

Vers le NW, derrière Montanges, l'anticlinal de Ruty présente un déversement manifeste vers l'E. Ce mouvement, qui commence à se faire sentir sur le versant N de la cluse de Châtillon-Saint-Germain-de-Joux, s'accentue vers le NE : à hauteur de Montanges et de la Sandezane, le flanc E de l'anticlinal, formé de Jurassique supérieur, n'est plus qu'une mince lame très réduite. En outre, des prédispositions tectoniques et topographiques favorables ont permis, à l'W et au NW de Montanges, le glissement du Jurassique supérieur de la voûte (Rauracien et Astartien en série normale) et sa progression vers l'E par-dessus le flanc inverse jusqu'au delà du village, sur près d'1 km. On pense à une poussée au vide, à un décoiffement à la faveur d'une échancrure topographique. Cette grande langue, qui forme les rochers au-dessus de Montanges et apparaît nettement dans la morphologie, s'est mise en place sur les couches urgoniennes, synclinales, du Ladai, entraînant sous elle des débris écrasés et renversés du flanc occidental du synclinal crétacé (Hauterivien et Valanginien). Elle cesse dès que la bordure occidentale redressée de la zone synclinale reparaît et a pu faire obstacle à sa progression.

M. Glangeaud présente une note de M. Dubois (Géographe) qui, du point de vue morphologique, a fait une étude intéressante sur la surface supérieure du Retord. A l'W de nous, il a observé une surface d'érosion

qui coupe les plis d'une façon remarquable. Elle serait Pliocène. L'auteur distingue ensuite, en contrebas de cette dernière, dans la vallée de la Valserine, une deuxième surface déformée avec de l'Aquitanien et du Burdigalien. Dénivellée par des jeux verticaux, nous la retrouvons sur le rebord du Retord. Cette deuxième surface disloquée serait miocène.

M. Orgeval signale qu'un sondage exécuté en 1939, situé à l'E du mont de Musièges, en prolongation du Vuache, destiné à donner une coupe du Secondaire, est resté jusqu'à 1324 m (profondeur finale) dans un plan de faille. Des sondages préliminaires avaient indiqué un pendage de 74°, à environ 1 km au S. Il y a ici une preuve certaine de l'existence d'une grande faille verticale. A la demande des congressistes, M. Orgeval précise que la faille du Vuache est *absolument verticale* : 84°.

Environs du village de Champfromier. Nous arrêtons à l'E de Champfromier, au lieu dit Roche Coupée.

Depuis Confort nous avons circulé sur l'Urgonien. Nous l'avons vu, au N de la Serpentouse, assez redressé, participant à la retombée W de l'anticlinal de Menthières et très écrasé près du contact avec l'Urgonien subhorizontal du Ladai, comme si ce contact était cisaillé et un peu chevauchant. Nous l'avons vu ensuite près de la ferme du Crêt subtabulaire, prolongeant l'Urgonien du Ladai, mais coupé de petits accidents transversaux, qui le débitent en compartiments tantôt soulevés et tantôt abaissés.

Le nouvel arrêt nous donne une belle vue sur l'anticlinal de Ruty, la forêt de Champfromier, le Ladai et le synclinal des Charrières, l'anticlinal du Crêt de Chalam.

Vers l'W et le SW, l'anticlinal de Ruty, profondément éventré par l'érosion, laisse voir dans sa partie axiale un grand développement de médio-Jurassique, avec une boutonnière de Lias et de de Trias le long de la Sandezane ; les hauteurs qui le bordent à l'W sont formées par le Jurassique supérieur de son flanc occidental ; le flanc oriental n'est représenté que par une lame de Jurassique supérieur, qui n'apparaît pas dans le paysage. La petite crête rocheuse et boisée, qui se montre sur sa lisière orientale, appartient au bord occidental de la zone synclinale et est faite d'Urgonien. On peut entrevoir le passage de l'accident de la Sandezane avec le décalage horizontal de cet Urgonien redressé.

En direction du N, l'anticlinal de Ruty passe à l'anticlinal complexe de la forêt de Champfromier, dont le repli synclinal axial est bien visible. Au-dessus de l'Argovien marno-calcaire du cirque des Avalanches, on distingue une première corniche boisée de Rauracien, puis un abrupt rocheux de Séquanien supérieur, puis la corniche épaisse et massive du Kimméridgien, enfin dans l'axe du synclinal les petits abrupts du Portlandien. Le fond du cirque est fait de Bathonien et de Bajocien. Le pli se déverse vers l'E et chevauche en série normale le Néocomien du synclinal, le flanc inverse ayant disparu ou étant réduit à des débris écrasés de Jurassique supérieur (fig. 14, A). On peut suivre le contact anormal

(« pli-faille de Champfromier ») au pied de petites collines de médio-Jurassique : il passe à l'église de Champfromier et dans le village de Monnetier ; il est localement rejeté par de petits accidents transversaux orientés WSW-ENE.

Le plateau synclinal du Ladai, coupé par le cañon de la Valserine dans l'Urgonien et l'Hauterivien, se poursuit vers le N par l'étroit synclinal des Charrières, très pincé, entre les anticlinaux de la forêt de Champfromier et du Crêt de Chalam qui tous deux se déversent vers lui (fig. 14, A). Nous ne pouvons apercevoir de ce synclinal pincé que la pointe d'un petit crêt urgonien, le Genou.

Enfin nous avons devant nous la terminaison méridionale de l'anticlinal du Crêt de Chalam, cet anticlinal, qui vient du NE, s'abaisse considérablement depuis le Crêt de Chalam, qui est à moins de 7 km, et près duquel le Lias affleure à près de 1500 m d'altitude. Il se tord assez brutalement à angle droit pour s'enfouir ensuite sous le massif de Menthières. La combe axiale argovienne de la Chaudanne épouse ce mouvement. L'abaissement axial est facilité par plusieurs accidents transversaux, surtout WSW-ENE, à peu près parallèles à la cluse de la Valserine, qui a profité de l'un d'entre eux pour creuser sa vallée : les couches de part et d'autre de la cluse ne se correspondent pas exactement. Le genou formé par le Jurassique supérieur s'enfouissant sous le massif de Menthières est très visible dans les pentes boisées du S de la cluse. Je ne crois pas qu'on ait affaire à une simple terminaison périclinale sans torsion : la tectonique tourmentée dans le détail, la verticalité des assises à la terminaison et une certaine réduction d'épaisseur de celles-ci semblent s'y opposer dans un pays, où les phénomènes de diapirisme sont d'assez faible importance. Le contact de l'anticlinal avec le Ladai est apparemment un peu cisaillé et chevauchant. On a parfois émis l'hypothèse que l'anticlinal de Menthières serait le prolongement de l'anticlinal du Crêt de Chalam, rétabli dans sa direction initiale ; mais l'existence de couches crétacées superposées au Jurassique de ce dernier et pincées avec lui sous l'anticlinal de Menthières contredit cette hypothèse et oblige à admettre l'existence d'un synclinal crétacé entre les deux structures. Le massif de Menthières apparaît donc comme un pli indépendant, limité à ses extrémités par deux grands accidents transversaux : l'un, déjà étudié et l'autre, que nous verrons au prochain arrêt.

Dans le détail, la cluse des Isles donne une bonne coupe de l'anticlinal du Crêt de Chalam. Devant nous se développe le flanc W de l'anticlinal ; en partant du plateau du Ladai, nous observons successivement : l'Urgonien, l'Hauterivien formant combe, le Valanginien *s. l.*, avec ses deux barres calcaires séparées par un petit couloir marneux, la série marneuse et dolomitique du Purbeckien et du Portlandien supérieur, donnant une zone déprimée, puis tout le reste du Jurassique supérieur jusqu'au Rauracien inclus, formant un ensemble réduit, où la succession est difficile à préciser ; enfin l'Argovien, modelé en combe anticlinale axiale. Au-delà, dans le flanc E (fig. 14, A), qui ne comprend que du Jurassique supérieur, la succession est encore plus difficile à établir, du fait des accidents

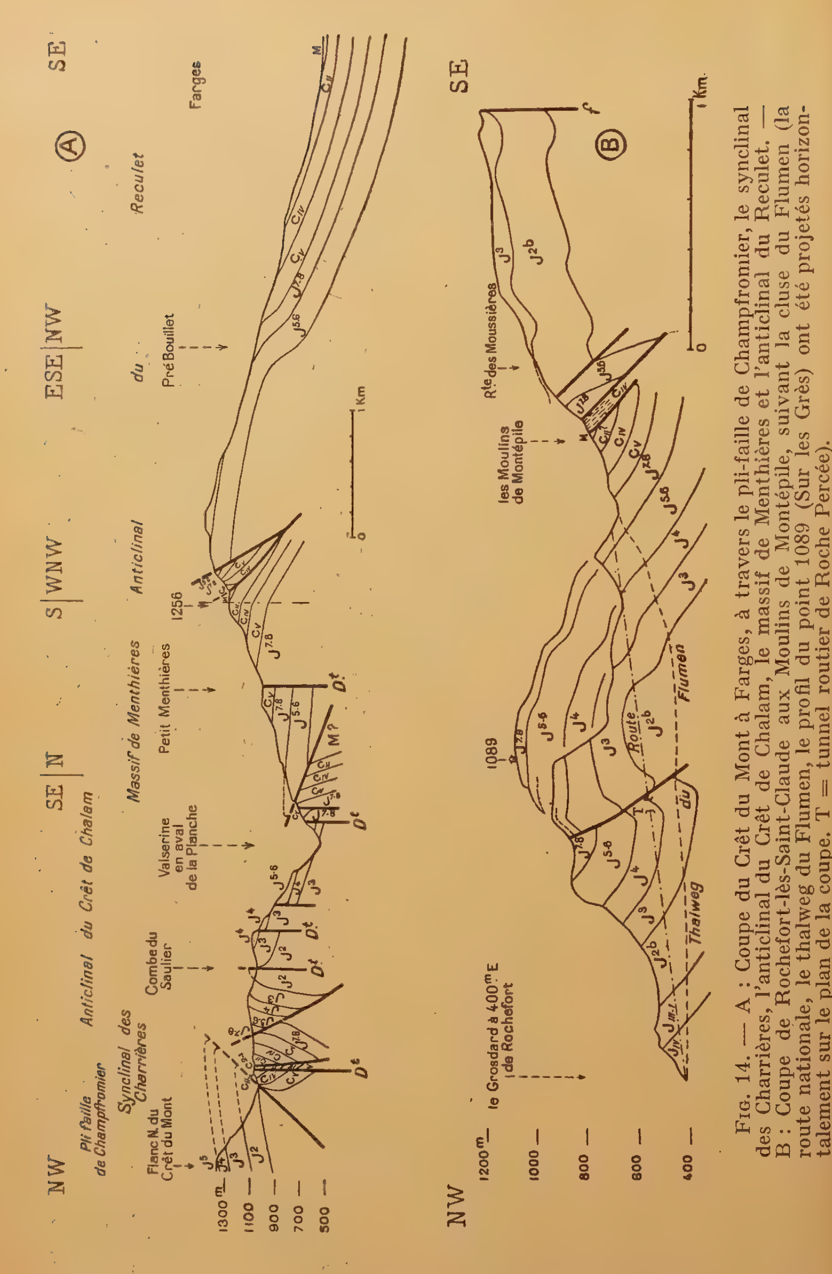



Fig. 14. — A : Coupe du Crêt du Mont à Farges, à travers le pli-faille de Champfromier, le synclinal des Charrières, l'anticlinal du Crêt de Chalam, le massif de Menthières et l'anticlinal du Reculet. — B : Coupe de Rochefort-lès-Saint-Claude aux Moulins de Montépile, suivant la cluse du Flumen (la route nationale, le thalweg du Flumen, le profil du point 1089 (Sur les Grès) ont été projetés horizontalement sur le plan de la coupe. T = tunnel routier de Roche Percée).

qui la compliquent : on peut y reconnaître le Kimméridgien supérieur à l'état de calcaires en plaquettes à *Zamites Feneonis* et de calcaires crayeux à *Exogyra virgula*.

M. Goguel demandant des précisions sur les rapports entre l'anticlinal du Crêt de Chalam et la structure de Menthières, M. Vincienne affirme que le contact des deux unités est vraiment chevauchant et qu'on peut s'en rendre compte sur le bord N du massif de Menthières.

M. Goguel pense qu'à sa terminaison, l'anticlinal du Crêt de Chalam peut avoir une direction assez voisine du N-S et ne pas être tordu à angle droit.

M. Vincienne n'est pas d'accord sur ce point avec M. Goguel et croit que l'anticlinal se tord vraiment pour prendre une direction W-E. Le genou de l'anticlinal de Chalam, visible sur le versant S de la cluse des Isles, semble bien orienté perpendiculairement à l'allongement de l'anticlinal de Menthières.

M. Glangeaud souligne que M. Vincienne a prononcé, pour expliquer les structures que nous venons d'observer, le nom de buttoirs. N'aurait-on pas simplement dans ce cas de petits voussoirs profonds ayant joué de façon différentielle et ayant eu des ascensions ou des descentes différentes ? Sur le bord des voussoirs affaissés, la poussée s'exerçant sur les niveaux plastiques du Trias et du Lias, faisait déverser les compartiments, quelle que soit leur direction. C'est ainsi que le compartiment le plus affaissé étant au S, il peut y avoir eu un déversement vers le S ; de même les déversements de l'W vers l'E se sont produits vers les voussoirs affaissés.

M. Vincienne répond qu'il y a des arguments en dehors de ce point qui peuvent faire admettre l'existence d'un buttoir profond.

Mme Gubler et M. Michel sont d'accord pour penser que les voussoirs profonds ont eu des jeux différentiels qui sont à l'origine de ces accidents locaux.

Val de Chézery et anticlinal du Reculet. Après la traversée de la cluse des Isles, nous arrêtons près de Grand-Essert, à l'entrée dans le val de Chézery.

Compris entre les anticlinaux du Crêt de Chalam à l'W et du Reculet à l'E, ce val n'est synclinal que dans sa partie inférieure, faite de mollasse aquitanienne ; son large développement apparent lui vient de l'éventrement de l'anticlinal du Reculet par les phénomènes d'érosion.

La crête qui le limite vers l'E appartient à la retombée orientale normale de l'anticlinal du Reculet ; elle est constituée par les couches sublithographiques du Rauracien, que surmontent le Séquanien supérieur (calcaires massifs gris à *Perisphinctes* avec délits marneux) et localement le Kimmérigien. Sous le Rauracien existe une épaisse série argovienne, reposant sur le noyau médiojurassique de l'anticlinal — il y a lacune de l'Oxfordien proprement dit dans toute la chaîne orientale. Le noyau qui apparaît comme une barre boisée au second plan, retombe vers l'W, en s'étirant et en se déversant sur la mollasse aquitanienne fortement argileuse. Le flanc inverse de l'anticlinal n'existe pour ainsi dire pas : presque complètement étiré, il

n'est plus représenté que par des débris de couches écrasées, pincés entre le noyau et la mollasse : débris d'Argovien, de Rauracien, de Valanginien supérieur, d'Hauterivien, d'Aptien gréso-glauconieux, donc de formations marneuses ou marno-calcaires, ainsi que de calcaires d'eau douce oligocènes. C'est à cette disposition structurale que l'on doit l'instabilité des assises, qui ont donné naissance à des éboulements et à des glissements de tous âges ; des paquets de couches jurassiques, extrêmement disloqués, parsèment les pentes du val, localement couvertes aussi de Glaciaire.

Du côté de l'W, les couches du flanc E de l'anticlinal du Crêt de Chalam retombent assez fortement vers le val. L'Urgonien forme la bordure rocheuse de la vallée et est modelé en crêt de flanc ; une combe de flanc hauterivienne lui succède vers l'W, puis un abrupt boisé constitué par le Valanginien, puis un petit replat dû au Purbeckien. Derrière Forens, la bordure rocheuse s'entaille d'une petite gorge donnant accès à la combe des Etrées, qui remonte jusqu'au pied du Crêt de Chalam et montre le Lias supérieur. Cette petite gorge s'est établie sur le tracé d'un très beau décrochement, orienté NNW-SSE ; c'est le Séquanien inférieur qui fait suite, au S de la gorge, à l'Urgonien du N. Toute la partie S de l'anticlinal est rejetée de 1800 m selon le plan de l'accident qui suit le bord N du massif de Menthières et vient couper l'anticlinal du Reculet à son point d'inflexion. Les couches crétacées de Forens sont reportées, en barres verticales et réduites, dans les bois au SW de la Langarde et disparaissent avec l'anticlinal du Crêt de Chalam lui-même sous le chevauchement du pli de Menthières (fig. 14, A). Le rôle de l'accident est considérable, puisqu'il permet la naissance de ce pli aux dépens du synclinal de la Valserine, qui se divise en 2 parties : une branche occidentale qu'on voit à peine près de la Langarde, une branche orientale qui, considérablement surélevée, constitue le synclinal de Menthières. L'axe de l'anticlinal du Reculet lui-même est rejeté vers le SE d'environ 1200 m. Dans le paysage, on peut voir le noyau bathonien de l'anticlinal se prolonger vers le S par le Valanginien du flanc W du synclinal de Menthières.

Quant à l'anticlinal de Menthières, le serrage provoqué dans sa partie septentrionale par l'obstacle de l'anticlinal de Chalam lui a fait perdre sa retombée occidentale apparente et c'est son flanc normal, oriental, qui chevauche directement l'anticlinal du Crêt de Chalam (fig. 14, A).

On peut souligner enfin que la zone synclinale de la Michaille-Bellegarde ne prolonge pas uniquement le synclinal de Chézery, mais qu'elle résulte de la fusion, après toutes les vicissitudes que nous avons étudiées, du synclinal de Chézery et du synclinal des Charrières, prolongeant lui-même le synclinal de la Combe d'Evoaz et de La Pesse.

Le parcours entre Chézery et le hameau de La Rivière nous permet d'observer des paquets glissés de Rauracien, puis de Bathonien et de Bajocien, en bordure de la route.

Hameau de la Rivière. Le Reculet. Nous arrêtons les cars à la bifurcation de la route forestière, 400 m au S du hameau de La Rivière. Les prairies, à une centaine de mètres à l'E, nous fournissent un beau point de vue vers le Reculet, le synclinal de Chézery-la-Rivière et l'anticlinal du Crêt de Chalam.

*Description stratigraphique et topographique.* D'W en E, nous pouvons reconnaître les particularités suivantes (fig. 15) :

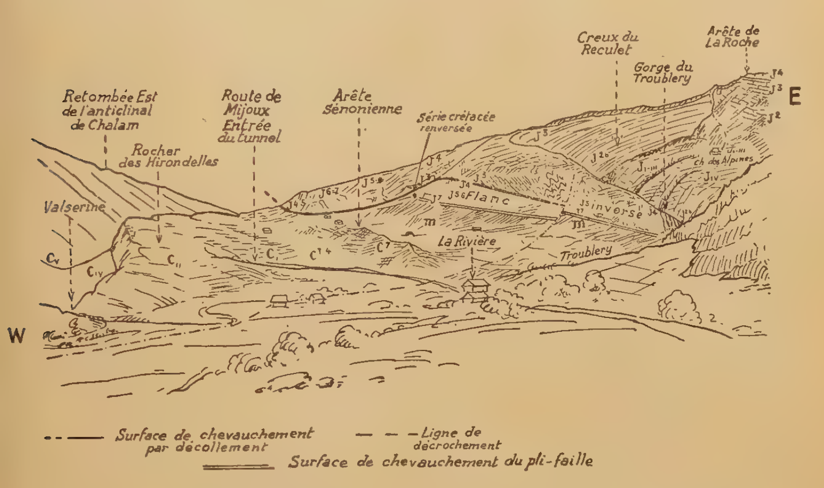



Fig. 15. — Vue panoramique de la retombée occidentale de l'anticlinal du Reculet, au N du hameau de La Rivière.

*a*) La retombée E de l'anticlinal du Crêt de Chalam, qui montre le Jurassique supérieur plongeant assez régulièrement vers l'E. Elle est entaillée par le ruz du Creux Marnant, au N duquel un éperon rocheux donne une fausse impression de discordance due à un accident transversal faisant varier le pendage des couches dans le Portlandien.

*b*) La vallée de la Valserine, creusée ici dans le Valanginien et l'Hauterivien du bord W du synclinal de Chézery. Le dispositif structural, que nous allons étudier, a rejeté la rivière hors de l'axe du synclinal.

*c*) Le rocher urgonien des Hirondelles taillé en crêt dissymétrique. Il est coupé à son extrémité S par la rivière, qui rejoint le cœur du synclinal dès que cesse le dispositif qui l'a fait dévier. La route passe en tunnel à travers le rocher, dont les assises supérieures à *Epiaster* attribuées à l'Aptien rappellent le faciès rhodanien de Bellegarde.

*d*) Une petite combe, dont les formations sont masquées par le Glaciaire. La construction de la route y a mis à jour des formations argileuses

et des sables verdâtres à débris de silex, mais non fossilifères. L'ensemble paraît appartenir à l'Albien et au Cénomanien.

*e*) Une petite crête boisée, constituée par le Sénonien (calcaire blanc à *Globotruncana*, renfermant des silex et des lentilles gréseuses) ; par sa rareté, ce terrain est une des curiosités de la région.

*f*) Une nouvelle combe dans les terrains argileux et gréseux de la mollasse aquitanienne, qui montre dans le SE du Jura des influences marines fort nettes.

Toutes les assises depuis la Valserine ont un plongement vers l'E et appartiennent au flanc W du synclinal de Chézery.

*g*) Puis, après une zone d'éboulis, une arête rocheuse, qui appartient à la retombée W de l'anticlinal du Reculet et est composée de 2 parties : à la base une série Jurassique supérieure extrêmement réduite et renversée, comprenant surtout du Portlandien et du Kimméridgien ; au-dessus, une série rauracienne qui se rattache au flanc normal de l'anticlinal mais qui est très froissée, repliée en accordéon, et semble avoir glissé sur la précédente qu'elle recouvre.

*h*) Une profonde morsure d'érosion évidée en cirque par le Troublery. La paroi N du cirque est faite des couches argoviennes et rauraciennes, dessous lesquelles sort le noyau médiojurassique qui s'exhausse vers le S. L'ensemble retombe progressivement vers l'W.

*i*) La crête rauracienne-séquanienne qui appartient à la retombée orientale de l'anticlinal.

La dépression synclinale est fermée au N par une langue de terrains en superposition normale, reposant sur les couches synclinales et comprenant du Rauracien, du Séquanien et du Kimméridgien. Cette langue, qui semble se relier au flanc normal de l'anticlinal, a progressé par-dessus le flanc inverse jurassique, dont la surface se montre polie et couverte de brèches.

Enfin on trouve localement sous le flanc inverse de l'anticlinal une série renversée, crétacée et mollassique, elle-même écrasée et réduite à moins du dixième de son épaisseur initiale. Il s'agit du flanc inverse du synclinal, très laminé.

*Interprétation tectonique.* Les faits sont patents et spectaculaires. L'anticlinal du Reculet est un pli-faille déversé et chevauchant très classique. Seule la présence de la langue de Jurassique supérieur plus ou moins disloquée, mais en série normale sur le synclinal pose un problème délicat ; elle ne peut venir que du flanc normal par glissement du Jurassique supérieur sur l'Argovien, par-dessus le flanc inverse. L'hypothèse antérieure de MM. Lugeon et Vincienne d'un décoiffement du sommet de l'anticlinal formé de Séquanien *s. l.* avec peut-être d'autres couches superposées, vient naturellement à l'esprit. Mais la continuité et l'ampleur du phénomène sont assez déconcertantes. Ce n'est pas un simple chapeau qui a glissé, mais tout un

long panneau de la couverture jurassique supérieure du flanc normal du pli. Et si l'on rapproche ces observations du fait souvent constaté dans les grands anticlinaux jurassiens du chevauchement du flanc inverse par le flanc normal, on peut penser qu'une fois rompue la continuité entre les deux flancs, par érosion ou cause tectonique, la reprise des efforts orogéniques a permis la progression de tout le flanc normal par-dessus le flanc inverse, jusque sur le synclinal voisin, mouvement qui a pu être accentué par le glissement simultané sur l'Argovien, de la couverture de Jurassique supérieur superposée.

Après une discussion sur le mécanisme du chevauchement, M. Fourmarier remarque qu'il y a un flanc normal et un flanc renversé très laminé. Ce qui recouvre la mollasse est un morceau du flanc normal. C'est l'essentiel.

M. Glangeaud souligne la disharmonie existant au niveau de l'Oxfordien et de l'Argovien. La masse plastique oxfordienne a pu pousser le flanc inverse sur le synclinal de Chezery.

Septmoncel. Du Rocher des Hirondelles à Mijoux, notre route a suivi le synclinal de la Valserine, tantôt dans sa zone axiale, tantôt dans sa bordure occidentale. A partir de Mijoux, elle a recoupé l'anticlinal du Crêt de Chalam. Puis nous sommes entrés dans le synclinal de Septmoncel, prolongement, direct du synclinal de la combe d'Evoaz.

Un arrêt aux abords de Septmoncel nous donne une vue vers le S sur la retombée occidentale de l'anticlinal du Crêt de Chalam ; là où celle-ci se creuse en alcôve au-dessus des moulins de Montépile et de la source du Flumen, on aperçoit nettement les deux flancs (fig. 14, B) : le flanc normal, à la partie supérieure, est formé d'une barre rocheuse rauracienne plongeant doucement vers l'W et reposant sur l'Argovien ; le flanc inverse, complètement séparé du flanc normal qui le chevauche, donne la barre rocheuse inférieure, composée de Portlandien et de Kimméridgien en série renversée et plongeant vers l'E. Ce dernier chevauche à son tour les couches synclinales. Seule l'érosion nous permet d'observer ici le flanc inverse de l'anticlinal ainsi que des éléments entraînés du flanc renversé du synclinal, car, vers le SW, le flanc normal de l'anticlinal déborde de plus en plus, faisant disparaître successivement le flanc inverse anticlinal, le flanc inverse synclinal et même une grande partie du flanc normal du synclinal crétacé.

Après Montépile, nous entrevoyons le Chapeau de Gendarme, petit repli transversal de Valanginien disharmonique, puis nous coupons en cluse (fig. 14, B) l'anticlinal de Roche Blanche, le synclinal de la Rapine, l'anticlinal du Tacon, avant d'arriver à Saint-Claude où nous déjeûnons.

## Après-midi

Groupe A. **H. Vincienne.** — *Anticlinal des Bouchoux et synclinal de Belleydoux-La Serra.*

En raison du temps, le programme de la course de l'après-midi dut être considérablement réduit et limité à l'étude des décrochements et de quelques transformations structurales de l'anticlinal des Bouchoux entre le col de La Serra (ou de Désertin) et Tailla.

L'anticlinal des Bouchoux, qui, au N de Saint-Claude, se divise en deux anticlinaux, de Chaumont et de Vaucluse, par apparition de la région synclinale de la forêt du Fresnois, est entaillée au S de Rochefort, dans sa partie axiale, par la profonde vallée du Tacon, qui rend l'observation structurale particulièrement fructueuse, malgré l'important remblaiement glaciaire dont elle a été l'objet. C'est cette vallée que suit notre itinéraire.

Col de Désertin. Nous arrêtons au col de Désertin, point culminant de la route de Saint-Claude à Saint-Germain-de-Joux (1048 m).

Nous examinons un très beau décrochement passant juste au col. Vers l'E, il suit le chemin d'Au Mont, avec une orientation W 25-29°S. Vers l'W, il suit la route sur 250 m, avec une orientation un peu différente W 5°S. C'est cette fraction que nous avons surtout observée. Au N de la route, s'étend le Portlandien de la retombée E de l'anticlinal de Choux. Au S, le synclinal de Belleydoux-Gobet, avec ses combes et crêts crétacés, vient mourir brutalement contre l'accident. Au N du col, la combe du Portlandien supérieur et du Purbeckien à cailloux noirs, ainsi que son contact avec le Valanginien inférieur, se trouvent décalés d'environ 400 m horizontalement. Comme c'est la règle générale pour les accidents de cette direction, c'est la lèvre S qui apparaît rejetée vers l'W. On peut voir au col même, sur le Portlandien du bord de la route, les miroirs et les brèches jalonnant le passage du décrochement.

Nous examinons, immédiatement à l'E du col, au S de l'accident, les rapports de l'anticlinal des Bouchoux et du synclinal de Belleydoux. Le Séquanien bréchique, se raccordant vers l'E avec la série normale de l'anticlinal et se rebroussant vers l'W, recouvre l'Hauterivien du synclinal, lui-même un peu trop épais et probablement redoublé. Il n'y a pas de trace apparente du flanc occidental de l'anticlinal, vraisemblablement resté en profondeur sous le flanc normal chevauchant. Le sommet très aplati de la voûte anticlinale, qui, plus au S, à « Sur la Roche », se trouvait encastré sur ses deux bords faillés entre les deux retombées, orientale, et occidentale de l'anticlinal (fig. 16, A), s'est libéré peu à peu du côté de l'W, est passé par dessus le flanc occidental et est venu recouvrir directement l'Hauterivien du synclinal (fig. 16, B). Il semble qu'un certain jeu du Séquanien sur les formations marneuses de l'Argovien ait fait déborder plus largement celui-là.

Région de La Serra. Notre route a suivi vers le N la combe purbeckienne, puis est passée sur le bord E du crêt valanginien.

Un arrêt au hameau de La Serra nous donne un intéressant panorama sur l'anticlinal des Bouchoux.

Vers l'E, les villages des Bouchoux et de Très-la-Ville jalonnent le noyau médiojurassique de l'anticlinal. Derrière eux, le crêt portant la Croix des Bouchoux est constitué par l'Argovien à la base, le Rauracien

t l'Astartien au-dessus, et appartient au flanc E de l'anticlinal. Plusieurs ccidents transversaux, NW-SE, recoupent la partie méridionale, boisée e cette arête. Le principal, orienté NNW-SSE, est visible à la naissance u petit ravin latéral des Bouchoux. Il rejette vers l'E toute la partie néridionale de l'arête. De loin, on peut observer le rejet dans les assises rgoviennes de la base.

Tout à fait au S, on peut apercevoir, entre les deux branches du Tacon, e plateau tabulaire subhorizontal d'Argovien et de Rauracien, formant a zone axiale très aplatie de la voûte ; sous ce plateau, le noyau médio-urassique n'affleure plus, l'anticlinal ayant subi un abaissement, en même emps qu'un rejet horizontal, grâce à l'existence d'un accident transver-al NNW-SSE, qui passe à Chapuzieux, met fin, vers le S, à l'arête E les Bouchoux et la rejette d'1 km environ vers le SE.

Vers l'ENE, l'arête E des Bouchoux cesse et fait place vers le N au relief subtabulaire de la Crochère en pente vers l'W, mais se relevant assez brusquement sur sa lisière occidentale. C'est à la faveur d'un nouvel accident transversal, orienté NNW-SSE, venant de la région de la Semine, passant sous le Couloir et à l'Enversy, que se fait ce changement ; près de Borion, l'accident supprime l'Argovien entre le noyau batho-nien et le Jurassique supérieur de la Crochère (fig. 16, D). Ce relief de la Crochère n'est autre que le fond du synclinal, plus oriental, de la Rapine, un peu faillé axialement et rejeté de 1250 m vers le NNW.

Un autre accident, que nous appellerons décrochement du Cernois, de même direction et de grande importance, commence à se faire sentir au thalweg du Tacon et se dirige vers le NNW jusqu'au delà de Molinges, peut-être le prolongement décroché du décrochement de Chapuzieux.

La région même de La Serra, comprise entre le décrochement du col de Désertin et celui du Cernois, forme une sorte de coin tecto-nique, dont la structure diffère sensiblement de celle des comparti-ments limitrophes vers le N et vers le S. Le synclinal y est apparem-ment rejeté vers l'E, et son flanc occidental y est arqué et écaillé. De même, la retombée occidentale de l'anticlinal, restée en arrière mais toujours chevauchante, montre des assises rauraciennes verticales, formant le petit relief qu'on aperçoit en contrebas vers le SE et qui est directement superposé sur les formations crétacées du synclinal. Des brèches de Jurassique supérieur et de Valanginien, très broyés, s'observent sous l'anticlinal chevauchant près du pont de la route des Bouchoux sur le Tacon.

Quelques centaines de mètres à pied en suivant la route de Saint-Claude vers le N nous font longer le crêt valanginien du flanc W du synclinal, puis arriver à la dépression, où passe le décrochement du Cernois, jalonné ici par des brèches de Jurassique supérieur et de Crétacé. Au N de l'acci-dent, le crêt valanginien fait place au relief argovo-rauracien de la Madone de la Serra, en série normale plongeant moyennement vers le SW (fig. 16, C). Ce relief, qui repose sur la série normale du synclinal crétacé, comme on

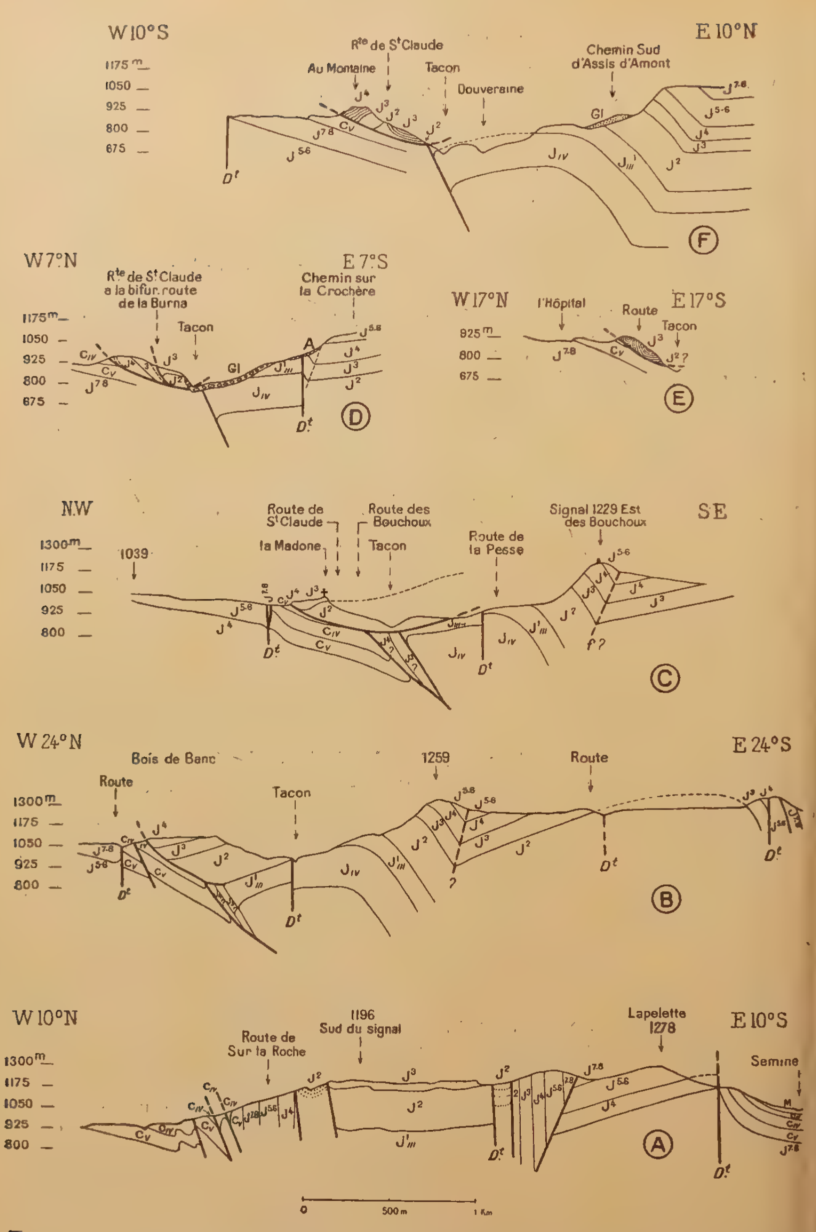



FIG. 16. — Coupes de la région du Tacon, montrant les relations de l'anticlinal des Bouchoux et du synclinal de La Serra-Belleydoux.

A : passant à 1 km au N de Belleydoux. — B : passant par le col de Désertin. — C : passant par la Madone de La Serra. — D : passant par l'embranchement de la route de La Burna. — E : passant aux abords N du châlet de Tailla. — F : passant par « Au Montaine ».

peut s'en rendre compte sur son bord occidental, représente encore le flanc normal de l'anticlinal poussé et largement débordant vers l'W sur le synclinal, dont on aperçoit près du Tacon, sous l'Argovien chevauchant, les formations hauteriviennes, dans une sorte de fenêtre.

Ce style chevauchant de la retombée W du flanc normal se continue vers le N (fig. 16, D) avec de légères variantes dans le dispositif de détail (plongement, replis, fractures des assises chevauchantes). C'est encore le style qu'on peut voir à Tailla, où le front rauracien se froisse et se replisse au-dessus du Crétacé synclinal.

Entre le Riondet et La Pérouse, la retombée occidentale chevauchante disparaît momentanément, probablement détruite par l'érosion. Mais au N de La Pérouse, le chaînon du Mont Chabot lui-même semble avoir largement débordé et chevauché le synclinal crétacé.

La profonde érosion du Tacon nous permet donc l'observation d'une structure de pli du faisceau oriental : anticlinal à flanc normal largement débordant sur le synclinal voisin et à flanc inverse disparu et probablement resté en profondeur au-dessous de la charnière primitive. Ce dispositif semble s'être édifié en plusieurs phases — au moins deux, peut-être séparées par une phase d'érosion —. Généralisé, continu sur d'assez fortes distances, présentant d'une part des variantes en rapport avec les accidents transversaux, montrant d'autre part une remontée à contre-pente de la partie chevauchante du flanc normal sur le synclinal, il ne paraît pas s'apparenter avec un simple décoiffement, mais être un véritable phénomène tectonique de la dernière phase orogénique, probablement post-pontienne. Toutefois il implique un certain jeu du Jurassique supérieur du flanc normal au-dessus de l'Argovien ou de l'Oxfordien, jeu dont on ne peut déceler les répercussions dans la série du flanc oriental. Notons enfin le rôle important joué par les accidents transversaux, vraisemblablement contemporains de la mise en place de l'aile chevauchante, qu'ils recoupent, mais dont ils règlent aussi la distribution des modalités dans le détail.

Groupe B. **L. Glangeaud**. — *St-Claude, St-Lupicin, St-Laurent, La-Chaux-des-Crotenay, Morez.*

Sous la direction de M. Glangeaud, le groupe B se dirige vers St-Lupicin (fig. 17, A). A la sortie de St-Claude, M. Glangeaud donne des renseignements sur le site de St-Claude.

Il montre comment le flanc de l'anticlinal du Mont Bayard ($A_4$) a été cassé sur son flanc NW. Il a avancé par cisaillement à peu près horizontal sur le synclinal crétacé de la Bienne. A la sortie S du pont sur le Flumen, près du cimetière, une surface de cassure correspond à ce chevauchement. Ce cisaillement est facilité par une disharmonie existant au niveau de l'Oxfordien. M. Glangeaud fait remarquer que les calcaires bathoniens.

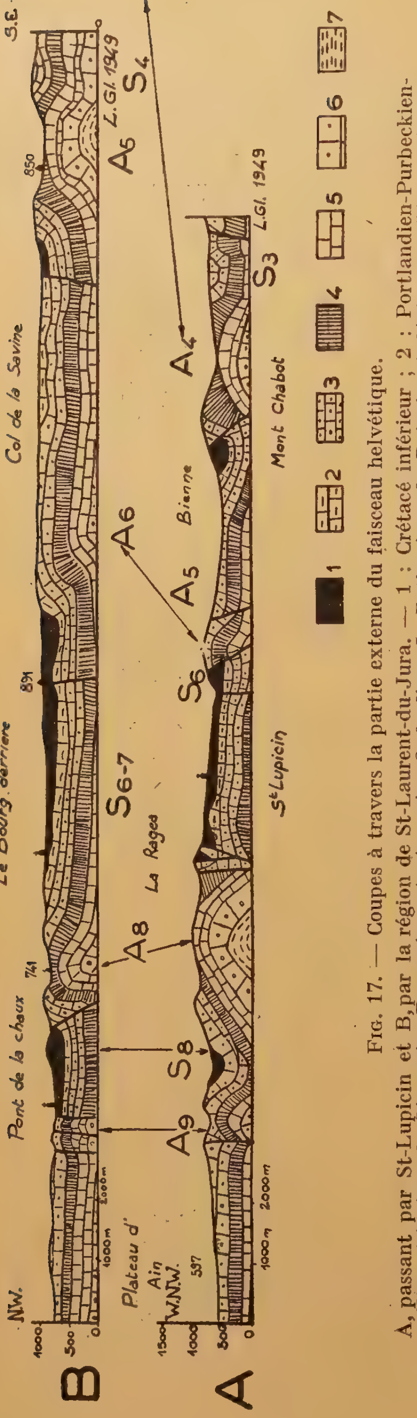



Fig. 17. — Coupes à travers la partie externe du faisceau helvétique.

A, passant par St-Lupicin et B, par la région de St-Laurent-du-Jura. — 1 : Crétacé inférieur ; 2 : Portlandien-Purbeckien-Kimméridgien ; 3 : Séquanien-Rauracien ; 4 : Argovien-Oxfordien ; 5 : Bathonien ; 6 : Bajocien-Aalénien ; 7 : Lias supérieur.

Par L. Glangeaud (livret-guide de l'excursion interuniversitaire, 1949) (en coll. avec M. Dreyfuss).

qui apparaissent dans les gorges du Flumen, au SE de St-Claude, dans le faubourg de Rochefort, forment un anticlinal beaucoup plus aplati que les calcaires rauraciens du mont Bayard. Ici l'Oxfordien a joué un rôle plastique de transmission de poussée qui est ailleurs dévolu au Trias. Entre la Croix du Bar et le Lison, la vallée de la Bienne traverse l'anticlinal jurassique d'Avignon ($A_3$), qui chevauche vers l'E le synclinal crétacé de Chassal et du Trufet.

Le sommet du Trufet présente trois bancs calcaires dans le Crétacé inférieur, on a pu se demander s'il y avait un redoublement d'ordre tectonique ou une répétition stratigraphique. Les études inédites de M. Mulo ont conclu à une superposition stratigraphique normale. Cet auteur a été amené ainsi à souligner que la dissymétrie existant actuellement dans le Crétacé de St-Lupicin est apparue au moment du dépôt crétacé. Le flanc oriental du synclinal correspondant au Trufet, au bois de Marigna, a une épaisseur nettement plus grande que le Crétacé inférieur affleurant au NW de St-Lupicin. La dislocation qui passe actuellement à l'E de Trufet et qui est devenue chevauchante au moment des

plissements alpins, se serait déjà manifestée dès le Crétacé au moins sous forme de flexures.

La route, en montant de Lison à St-Lupicin, suit le contact entre le Valanginien et le Purbeckien. Le sommet du Portlandien forme un vaste dôme aplati entre St-Lupicin et Pratz. On a là un voussoir peu déformé ($A_6$) qui est chevauché à l'E par l'anticlinal $A_5$ de la forêt d'Avignon et à l'W par l'anticlinal $A_7$ de la forêt d'Annuelle et du Ragea. Il y a une disposition analogue à celle que nous avons vue à l'accident de Neyrolles, qui appartient au même faisceau de plis. A Vaux-les-St-Claude, le chevauchement occidental du voussoir de St-Lupicin est particulièrement net. Au N, la bordure occidentale de cet accident a été étudiée par des géologues pétroliers (diplômes inédits) jusque dans la région du Syam avec des relais dus à des cassures transversales (fig. 18).

Nous ne quitterons pas, jusqu'à St-Laurent-du-Jura, le synclinal crétacé de St-Lupicin qui est continu jusqu'au décrochement de Pontarlier. C'est là une grande unité externe du faisceau helvétique à la limite de la zone des plateaux. Dans la région de la grande Rivière et de St-Laurent, on peut remarquer toute une série de plissements secondaires de la couverture crétacée qui transforme ce synclinal en synclinorium, probablement par suite d'un phénomène de « collapse structure ».

Après Ravillole, la route traverse un petit synclinal offrant des sables albiens qui ont fourni une faune pyriteuse caractéristique. Ils sont surmontés par du Crétacé supérieur ; On peut observer, à cette occasion, la réduction considérable d'épaisseur des terrains crétacés moyen et supérieur dans la région.

Au SW du lac de l'Abbaye, sur le bord de la route, entre ce lac et après le lac des Prés, des poudingues miocènes transgressifs et discordants sur l'Urgonien sont plissés. Les terrains crétacés moyen et supérieur ont disparu ici, avant le dépôt des poudingues miocènes.

La région de Chaux-les-Crotenay et de St-Laurent a été levée au 1/20.000e par MM. Relin, Cliquet, Nougarède et de Chevilly (diplômes inédits). Leurs études montrent comment les cassures affectant les plateaux de la région de Syam ont provoqué, d'une part, la formation de plis N-S qui leur sont parallèles, d'autre part, des décrochements coupant les plis NE-SW du faisceau helvétique. Les dislocations antérieures aux plissements ont dirigé le faisceau des plis du Jura interne. Les failles N-S dénivelant les plateaux et séparant les monoclinaux entre Syam et Arc-sous-Montenot, se continuent au S du lac de Narlay par le faisceau de plis de Moirans, passant à l'W de St-Lupicin. On voit donc se transformer progressivement du N au S, des plateaux faillés en monoclinaux, des monoclinaux en monoclinaux plissés et des monoclinaux plissés en un faisceau de plis du Jura méridional. Le faisceau des failles-plis de Syam est limité à l'E, par une cassure qui se prolongerait jusque dans la région de Neyrolles, avec des vicissitudes diverses (faisceau n° 8 de L. Glangeaud, 1949).

Une deuxième dislocation de direction NE-SW qui, par place, se manifeste par une flexure de direction NE-SW, passe au S de la Chaux-des-Crotenay et au NW des Planches-en-Montagne. Elle sépare le plateau de Nozeroy des plis du faisceau de Pontarlier.

Sur la route, entre les Planches-en-Montagne et la Chaux-des-Crotenay, la couverture crétacée a glissé sur la surface du Purbeckien incliné à 5°. Les argiles purbeckiennes ont servi de lubrifiant. A la suite de ce phénomène, les argiles purbeckiennes et le Crétacé infé-

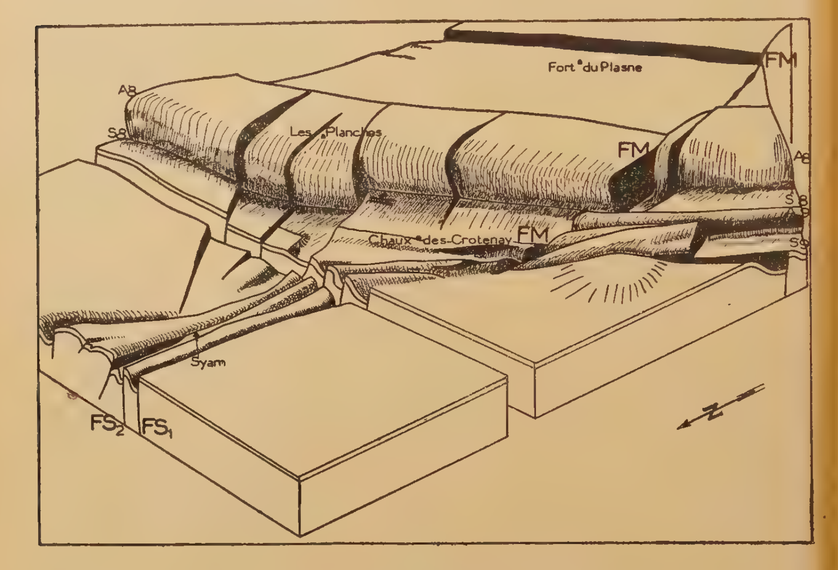



Fig. 18. — Bloc diagramme.

Interférence entre le faisceau de Syam et le faisceau helvétique dans la région des Planches en-Montagne et la Chaux-des-Crotenay. Le bloc diagramme est établi en représentant la surface sup. du Portlandien. $FS_1$, $FS_2$ : failles-plis du faisceau de Syam ; $A_8$, $S_8$, $A_9$, $S_9$ : anticlinaux et synclinaux du faisceau helvétique correspondant à la notation de la fig. 17. FM : faille (décrochement) de Morez.

D'après MM. de Chevilly, Cliquet et Nougarède (diplômes inédits, Besançon, 1947).

rieur, ont donné des plis dysharmoniques (plis des Beaumettes), découverts par Nougarède. Ils sont de plus en plus aigus à mesure que l'on se rapproche du contact de l'anticlinal d'Entre-deux-Monts ($A^7$). Ce dernier a servi de butoir. On a, en modèle réduit, le phénomène qui a pu se produire à Besançon, lors de la formation de la gouttière du Doubs et du faisceau bisontin. C'est de ce faisceau de failles-plis de Syam que se détache, à l'W de la Chaux-des-Crotenay, la dislocation (décrochement) de Morez. Il a été possible de la suivre, de ce point jusqu'à la frontière suisse, à travers tout le faisceau helvétique.

Le contact apparaît nettement dans le talus de la voie de chemin de fer à 4,5 km au N de St-Laurent et entre St-Laurent et le fort de Plasne, le long du ruisseau de la Lemme.

Cette dislocation transversale, passe ensuite par le col de la Savine et par Morbier. En le suivant, les congressistes traversent l'anticlinal de Noirmont ($A^6$), l'anticlinal de Morbier ($S^5$) et arrivent à Morez (anticlinal $A^5$). Le décalage de part et d'autre de la dislocation de Morez atteint 1 km entre Morbier et Morez.

## Soir

## Séance de Morez

Présidence de P. Fourmarier

Le Président proclame membre de la Société :

MM. **L. Vonderschmitt**, Professeur à l'Inst. géol. de l'Univ. de Bâle, 219, Mittlerestrasse, Bâle (Suisse), présenté par MM. Glangeaud et Goguel.

M. Fourmarier estime que les observations faites au cours des journées précédentes, constituent un ensemble particulièrement important ; c'est la raison qui l'a porté à proposer de tenir une courte séance, en vue d'une mise au point des résultats acquis, avant de passer à l'étude du versant suisse du Jura. Pour orienter le débat, M. Fourmarier résume les réflexions qui lui sont venues à l'esprit au fur et à mesure de l'avancement des travaux de la session.

En ce qui concerne la stratigraphie du pays parcouru, rien de particulier n'est à signaler, car, à l'exception de points de détail, elle est connue depuis longtemps. Cependant, il convient d'attacher de l'importance aux variations de puissance des formations sédimentaires ; ces variations soulignent, en effet, les inégalités de la subsidence dans le bassin de sédimentation au cours de la phase préliminaire de la tectogénèse du Jura. Il n'est pas sans intérêt de rappeler que l'épaisseur des terrains récents (Tertiaire) va en augmentant du Jura vers la Bresse, comme elle croît progressivement aussi du Jura vers les Alpes, dans la zone mollassique. Le Jura se trouve ainsi compris entre deux zones où la subsidence fut maxima au cours de la période tertiaire. Il convient de ne pas oublier cette particularité dans la recherche de processus de déformation de la chaîne.

Dans le domaine de la tectonique, des données nouvelles très importantes ont été acquises au cours de ces dernières années. Une première constatation s'impose : la tectonique du Jura présente un

caractère très superficiel si l'on en juge par les déformations de pénéplaine et par l'avancée probable de nappes sur la pénéplaine elle-même, indépendamment d'autres caractères déjà connus des géologues.

Il est acquis aussi que les actions tectoniques ont eu lieu à diverses époques ; la discordance entre l'Oligocène et les terrains antérieurs prouve l'existence de déformations anté-oligocènes ; par contre, le fait, qu'à d'autres endroits, l'Oligocène est redressé, marque l'existence d'une phase plus récente de diastrophisme.

Autre fait important : le style tectonique se modifie progressivement de l'W vers l'E ; du côté de l'W, il est caractérisé par de vastes régions tabulaires séparées par d'étroites zones disloquées : pincées, lanières, etc. ; dans la partie orientale, au contraire, les plis sont nettement marqués, cependant l'allure « coffrée » de beaucoup d'entre eux rappelle la disposition des plateaux de l'W. Sans doute faut-il voir dans ces dispositions, assez différentes à première vue, des modalités différentes d'intervention d'efforts identiques, ou des modes différents de réaction du matériel à des contraintes de même nature. On notera cependant que, du N vers le S, l'importance des plateaux à tectonique tabulaire est de plus en plus réduite ; ils ont une largeur moindre et les failles qui les séparent prennent un autre aspect ; c'est ainsi que, vers la Bresse, une pincée se transforme en faille de recouvrement.

En corollaire de ce fait, il paraît établi qu'à côté de failles de recouvrement bien caractérisées, il existe des failles radiales ; mais, en plusieurs endroits, des fractures de ce type ont été remaniées par l'intervention des efforts qui ont provoqué la formation des plis. C'est là une constatation intéressante, car il n'est pas exclu de supposer que des failles de recouvrement, voire des charriages, ont eu à leur origine des failles verticales et qu'elles ont été déformées, par la suite, lors d'une phase ultérieure de la tectogénèse.

Notre savant guide M. L. Glangeaud, a fait observer que certaines failles verticales pouvaient être en relation avec des fractures du substratum antétriasique. Si ce phénomène n'est pas général, il semble bien qu'il se soit maintes fois réalisé. Les sondages de la Bresse, par exemple, montrent des variations de puissance au Permien qui pourraient être en relation avec la présence de compartiments descendus entre des failles ; ce serait une disposition comparable à celle bien connue du Limbourg hollandais et du Nord-Est de la Belgique où de nombreux forages ont décelé des variations d'épaisseur des terrains post-carbonifères, en relation avec des failles radiales.

On a beaucoup parlé du décollement du Jura sur son socle ancien. L'étude des fractures et spécialement des failles verticales de quelque importance, permettra de dire dans quelles limites le glissement de la couverture sur

son substratum a pu se réaliser. De toute manière, il paraît bien établi que le Trias salifère a joué un rôle, qu'il convient de ne pas minimiser, dans le déclanchement des accidents de la couverture. A ce point de vue, une comparaison s'impose entre le Jura et la Provence où, l'an dernier, M. Corroy a eu l'amabilité de nous guider durant quelques journées pleines d'intérêt.

Tels sont les résultats principaux qui paraissent acquis à la suite des premières journées d'excursion, dirigées avec tant de talent sur le territoire français par M. le Doyen L. Glangeaud et ses collaborateurs.

M. J. Goguel présente une note de M. A. Bonte : Contribution à la tectonique du Vignoble aux environs de Lons-le-Saunier.

M. Fourmarier remercie M. Goguel d'avoir bien voulu communiquer et résumer ce travail. Il insiste à nouveau sur les points suivants : des failles verticales peuvent se transformer en failles de recouvrement ; des fractures peu inclinées s'observent avec transport de paquets de terrains sur de faibles distances ; l'existence de décrochements importants est indéniable.

En résumé, la structure du Jura résulte d'une évolution très complexe du point de vue tectonique, évolution qui s'est poursuivie pendant une longue période de temps, comme le montrent notamment les relations des conglomérats de l'Oligocène, tantôt parallèles aux couches jurassiques, tantôt discordants sur les formations sous-jacentes.

M. Fourmarier se fait un plaisir d'adresser ses plus vifs remerciements aux membres présents pour leur bel esprit de confraternité ; il note avec joie la très grande activité des géologues du Jura. Il cède la parole à M. le Professeur E. Wegmann à qui revient la charge présidentielle au cours des journées sur territoire suisse.

M. Wegmann en prenant la présidence remercie les organisateurs de cette belle excursion sur territoire français ; il remercie également M. Fourmarier pour son remarquable exposé synthétique.

M. Lugeon exprime toute sa gratitude à M. le Doyen L. Glangeaud qui a organisé un programme magnifique et trouvé des collaborateurs d'une haute compétence ; il le félicite pour ses travaux essentiels pour la science géologique, qui font de lui un des grands géologues français.

M. Glangeaud remercie M. le professeur Lugeon des paroles aimables qu'il vient de prononcer à son égard.

Discussion. — 1° *Erosions tertiaires du Jura.* — M. Goguel fait remarquer que pour la Bresse, les conglomérats sont plus puissants vers l'E. Il y a donc une augmentation d'épaisseur de ces assises en allant du Jura vers la Bresse, puis ensuite diminution. M. Glangeaud note qu'en plus de l'augmentation de puissance vers l'E, le même phénomène se produit dans

le sens N-S. M. Vincienne ajoute que ces variations sont accompagnées de changements de faciès.

A la suite de l'exposé tectonique de M. Fourmarier, M. Goguel signale que les sondages de la Bresse mettent en évidence une phase d'érosion sur la bordure orientale de cette plaine.

2° *Trias.* — M. Fourmarier ayant attiré l'attention sur le rôle important du Trias, une vive discussion s'engage à ce sujet.

M. Lugeon. Tout ce qui a été dit est en faveur de la passivité du Trias et non de son rôle « actif ».

M. Michel. Si la masse plastique du Trias se trouve sous une pression suffisante elle peut provoquer des déformations. Une question importante est donc de savoir si, dans le Jura, le Trias peut être rendu responsable de certains plissements où s'il s'est contenté de remplir certains vides, de combler certaines dépressions.

M. Fourmarier. Supposons que l'on ait une région en état d'équilibre, et que pour des raisons quelconques un déséquilibre se produise dans un voussoir. Voilà un phénomène qui mettra le Trias en mouvement.

M. Glangeaud. Les matériaux rigides transmettent la pression dans deux ou trois directions privilégiées, déterminées par la mécanique des matériaux (ellipsoïde de déformation et règle de Mohr). D'autres, plastiques, ont un comportement mécanique différent qui les rapproche des fluides. C'est le sens même du mot plastique. Le Trias est ainsi un des cas de transmission plastique, comme le Lias marneux et l'Oxfordien, etc... Ainsi, par définition, les niveaux plastiques sont des agents de transmission du type fluide des différentes pressions apparaissant au milieu de la couverture.

M. Fourmarier. Que le rôle soit actif ou passif, le Trias a joué un rôle dans la tectonique du Jura. Tout le monde est d'accord à ce sujet.

M. Bellair. Ce sont les diapirs transversaux qui surtout posent un problème, puisqu'ils sont plus ou moins inclinés sur la direction des plis. Dans les diapirs transversaux, il est difficile de ne pas admettre le rôle « actif » du Trias parce que sa poussée ne se produit pas dans le sens des plis.

Or à Champfromier, c'est dans une direction oblique par rapport aux plis, que le Trias exerce une action diapirique.

3° *Chevauchement sur les surfaces d'érosion.* — M. Fourmarier. Dans la région du Mont-Myon, M. Michel nous a montré le Jurassique couvrant le Miocène, avec intercalation de Keuper à la base. Le Miocène reposant à son tour sur le Jurassique supérieur, on a l'impression que le chevauchement s'est fait très superficiellement, presque pendant la sédimentation du Miocène.

Il y a donc quelque chose de très important. N'est-ce pas un décoiffement dans le sens donné à ce mot par M. Lugeon ?

M. Michel. Je crois qu'il n'y a aucun rapport entre le décoiffement et les superpositions découvertes par les sondages. Dans les sondages on a trouvé 500 m de terrain recouvrant avant d'atteindre la série inférieure

en place. Peut-on considérer qu'une masse, ayant plus de 500 m d'épaisseur, participe à un phénomène superficiel ? Je ne crois pas.

M. Glangeaud. Il faut distinguer un recouvrement comme celui du Mont-Myon, des chevauchements des nappes alpines. Ce sont deux tectoniques différentes. En parlant de superficiel, M. le Président souligne que le phénomène s'est passé dans une région continentale émergée, où existent des surfaces d'érosion et de sédimentation. Celles-ci évoluent en même temps que les plis et sont plus ou moins partiellement recouvertes par les masses en mouvement. Cette notion d'une « *morpho-tectonique en évolution* » nous paraît indispensable pour interpréter toutes les chaînes ayant émergé au moment de leur plissement (Jura, Atlas tunisien, geanticlinal kabylien, chaînes syrolibanaises, une partie des chaînes péri-pacifiques, etc...).

Il est démontré que certains des chevauchements connus recouvrent le Miocène de la Bresse. Le problème est le même, que le chevauchement se soit produit sur une surface d'érosion miocène ou sur des dépôts continentaux miocènes. Il est peut être plus difficile à prouver qu'il existe, en d'autres points, des surfaces d'érosion ; cela ressort logiquement de l'existence des chevauchements sur le Miocène.

M. Fourmarier. Quelque soit l'âge exact de la pénéplaine, le phénomène est le même. M. Glangeaud nous a montré des surfaces d'érosion chevauchées.

M. Glangeaud. A Montfaucon et à Arguel, où il paraît incontestable qu'un chevauchement limité de Lias se soit produit sur une surface d'érosion mio-pliocène.

Le chevauchement du bloc de Mouthier-Hautepierre sur la pénéplaine d'Ornans est plus douteux. Tout ce qu'on peut dire en ce dernier point c'est que la surface de chevauchement se raccorde avec la pénéplaine.

M. Michel. A la verticale du Revermont, le contact anormal Lias-Miocène donne avec exactitude (cote + 26 m) la position de la surface de chevauchement. A ma connaissance, on ne dispose actuellement d'aucun élément précis qui permette de définir avec exactitude la position de cette surface plus à l'E, sous la chaîne même du Jura.

M. Lugeon. Personne ne le sait.

M. Glangeaud. Il existe donc un problème non résolu. Nous allons essayer de le poser. Dans le sondage du Mont-Myon le Miocène est le dernier terrain déposé. L'épaisseur de la mollasse miocène (200 m dans ce sondage) est voisine du maximum régional, le contact anormal Lias-Miocène, tel qu'il existe actuellement, est à 316 m de profondeur et à une altitude + 26. Il y a eu un affaissement de la Bresse au Miocène. Le contact est situé à une faible distance verticale de la surface supérieure originelle du Miocène ou même coïncide avec cette surface qui correspondrait à la surface du chevauchement. Un tel problème morpho-tectonique doit se poser dans beaucoup de chaînes, à la fin de leur évolution. Je citerai notamment, les nappes de glissement sub-bibaniques étudiées par M. Caire, qui chevauchent sur le Miocène moyen des Hauts plateaux algériens. Il en est de même pour les nappes d'âge triasique, du N de

l'Indochine, pour la phase asturienne du bassin de Namur, pour les chevauchements récents des chaînes californiennes, etc... Dans toutes ces régions, il paraît y avoir des points où les chevauchements ont avancé sur d'anciennes surfaces de dépôts ou des surfaces d'érosion continentale. La géométrie et la mécanique d'un tel chevauchement ne peut pas être la même que celle d'un pli couché à flanc inverse.

M. GOGUEL. A propos de ce chevauchement, je dirai qu'il y a peut-être 5 % des phénomènes qui se sont produits à la surface du sol, 20 % sur une surface de cisaillement et le reste au-dessous.

M. DREYFUSS. J'ai observé que les chevauchements sont surtout localisés à la limite de deux voussoirs ou d'un anticlinal et d'un synclinal, présentant une forte dénivellation. On a parlé des synclinaux antérieurs au chevauchement à propos de Haute-Pierre. On observe des faits analogues dans la région de Vaux, de Chézery.

Mme GUBLER. A la suite des remarques de M. Dreyfuss sur les chevauchements, je signale le cas du lambeau renversé de Rauracien des Bouchoux. Le chevauchement est-il dû à une exagération du coffrage du pli-anticlinal ? Or ici pour expliquer le décollement de la série rauracienne par rapport au synclinal crétacé de La Serra, la différence d'altitude n'a pu intervenir, car l'axe de l'anticlinal est au fond de la vallée et le fond du synclinal remonte au moins à 500 m au-dessus.

M. DREYFUSS. Il y a du Crétacé au fond de la vallée à une altitude bien inférieure à celle du front de chevauchement.

Mme GUBLER. Le synclinal est en cuillère.

M. DREYFUSS. Dans ce cas, nous en revenons à la notion soulignée par M. Fourmarier, de phénomène tectonique de subsurface. C'est la morpho-tectonique de M. Glangeaud.

4° *Cinématique des plis.* — M. DURAND. M. Lugeon a fait remarquer qu'il faudrait s'occuper de la cinématique des plis avant d'en faire la dynamique.

M. LUTAUD. Le fait que le Jura est le résultat de plusieurs paroxysmes n'est plus contesté par personne. Je demande si, dans la partie occidentale du Jura, les plis ont précédé les accidents de bascule et de failles. Si on compare la coupe faite hier en partant de Bourg avec celle du Jura septentrional, on a observé dans les deux cas des plis qui ont été érodés, puis faillés après leur formation. A mon point de vue, il y a ainsi 3 ou 4 paroxysmes intercalés d'érosion et de dislocations.

M. GLANGEAUD est d'accord avec M. Lutaud sur ce point. Il souligne que dans le Jura Sud, tous les chevauchements et les poussées horizontales paraissent plus importants que dans le Jura Nord. Au N, les dislocations verticales dominent avec des glissements locaux.

M. LUTAUD. Ceci est évident dans le faisceau rhénan et dans tout le Jura septentrional, mais dans la région voisine de Bourg, je crois que les plis ont précédé les failles.

M. VINCIENNE. C'est mon avis. Je n'ai jamais dit que les champs de failles n'étaient pas accompagnés de déformations. Il s'agit seulement de connaître leur importance.

M. Goguel. J'ai présenté à Levier, une note en collaboration avec M. Bonte sur la région de Lons. La majeure partie des accidents de Lons, serait le résultat des failles de déformation. Les accidents de Lons apparaitraient comme le résultat d'une extension probable du fond de la Bresse. Nous avons présenté cela comme hypothèse pour poser le problème pratique du bassin houiller. Quand des sondages auront traversé cette région, on connaîtra la valeur de cette hypothèse et le rôle des effondrements.

M. A. Lombard tient à mettre au point l'interprétation que l'on peut faire de la tectonique jurassienne :

Tectoniquement, le Jura est constitué par deux unités distinctes : la couverture et le socle. Chacune a ses propriétés mécaniques propres qui la font réagir aux déformations selon un mode qui lui est particulier : la couverture, avec ses couches calcaires ou marno-schisteuses forme un tout plastique. Le socle est en matériel cristallophyllien et réagit comme un ensemble rigide et cassant. Entre les deux, le Trias forme un milieu lubréfiant.

Il convient désormais de ne plus considérer la chaîné du Jura comme étant un plissement exclusivement de couverture ou uniquement de socle. Il y a combinaison et interférence des deux milieux. Notre collègue L. Glangeaud nous a fait défiler ces jours-ci une série de faits importants qui me paraissent démontrer cette thèse. La couverture a subi une série de poussées tangentielles d'origine alpine qui l'ont plissée sur son socle. D'autre part, ce socle lui-même s'est déformé avant, pendant et après les plis de la couverture, jouant surtout dans le sens vertical par compartiments élevés et abaissés qui ont eux aussi imprimé à la couverture un autre ordre de déformations.

Plis de poussée alpine et déformations du socle interfèrent suivant des proportions différentes suivant la partie du Jura que l'on considère. Dans la zone interne des plis helvétiques, c'est la structure de poussée alpine qui domine, avec ses plis et ses chevauchements et ses failles plates. Plus loin, on en sort pour passer à la zone des plateaux, dictée par le damier des compartiments du socle. Enfin, approchant de la bordure bressane, un renouveau de lanières, de plis et de chevauchements exprime une remise en mouvement locale de la couverture sur son socle basculé en gradins vers la fosse de la Bresse. C'est le tapis d'escalier qui descend sur lui-même...

Cette vue est peut-être schématisée à l'extrême. C'est tout au moins brièvement exposée la perspective générale de la chaîne dans son ensemble.

---

## 7e journée. Mardi 24 juillet

Région de Morez-les-Rousses par M. Glangeaud.

Région de la Cure, décrochement de Saint-Cergues par M. Lagotala.

Réception à Neuchâtel par M. le Recteur Baer et M. le Professeur Wegmann au nom de l'Université de Neuchâtel.

Itinéraire : Morez, les Rousses, la Cure, vallée de Joux, le Pont, Vallorbe, Orbe, Yverdon, Neuchâtel.

**L. Glangeaud.** — *Région de Morez, les Rousses.*

A la sortie de Morez, la route ne suit pas exactement le décrochement de Morez qui est passé à l'E de la route entre les points 1052 et 1226. Le flanc de l'anticlinal de Morez ($A_5$ de la fig. 17) est déversé vers le SE avec disharmonie (replis) au niveau des masses plastiques de l'Argovien.

A la partie N des gorges de la Bienne, des déformations orthogonales aux plis se traduisent par des décrochements. Les pendages, au SW de Gouland, sont parallèles au décrochement (NW-SE). Il ne s'agit donc pas d'une simple cassure, mais de déformations successives orthogonales.

La première phase NW-SE correspond au « décrochement de Morez ». Elle fait buter le Jurassique supérieur du point 1050 contre l'Argovien. C'est une faille-pli NW-SE, orthogonale, ayant rejoué avec les plis principaux, mais antérieure à ceux-ci, et non un simple décrochement. A l'W, la grande vallée correspond à la combe anticlinale NE-SW, à noyau bajocien du Mont Fier. Ce pli appartient à la deuxième phase qui est la phase majeure. A l'E, dans l'axe du vallon de la Combe du Vent, les deux failles de direction N-W sont coupées par des failles de direction N-E, orthogonales aux précédentes. Les deux séries de failles sont accompagnées de déformations qui leur sont propres [1].

On entre ensuite dans le synclinorium $S^6$ de Raven (1931) synclinal très complexe, où le Crétacé est affecté de plis disharmoniques (collapse structure).

Sur un espace de 500 m, il y a cinq anticlinaux séparés par des failles. Ce « synclinorium » borde au N, l'anticlinal coffré des Rousses. On peut penser que la couverture crétacée de ce dernier a glissé au N sur le Jurassique rigide. On a un exemple de replissement d'un synclinorium analogue à celui de St-Laurent-du-Jura et des Verrières (Castany, 1947). Cela peut être dû à une collapse-structure ou au phénomène mécanique disharmonique expliqué par M. Goguel. Le Crétacé au voisinage de la flexure N des Rousses est sub-vertical, tandis que le Jurassique des Rousses est moins incliné. La flexure septentrionale de ce pli coffré est nettement visible. Sur le plateau de l'anticlinal coffré des Rousses, le Valanginien sub-horizontal, repose sur les argiles purbeckiennes.

Nous passons en Suisse et M. Wegmann prend la Présidence de l'excursion.

1. Nous n'avons noté ici que les nouvelles interprétations. Pour plus de détail voir la thèse de Raven (Lyon, 1931).

**H. Lagotala.** — *Région de la Cure. St-Cergue*[1].

Région de la Cure. — *La série stratigraphique.* Dans cette région, le Jurassique est représenté en majeure partie, par le Portlandien avec quelques bancs de Kimméridgien. Ce sont des calcaires marneux ou oolithiques, dont la puissance atteint une centaine de mètres. Puis vient le Purbeckien, formé de petites couches calcaires, avec des zones de brèches à éléments pouvant atteindre 30 cm de diamètre. Cet étage a été dernièrement déterminé comme correspondant à la partie moyenne du Purbeckien d'Angleterre.

Au-dessus, le Crétacé commence avec le Valanginien. Les marnes d'Arzier ne dépassent pas 4 à 5 m. Puis viennent les calcaires hauteriviens et urgoniens dont on ne connaît pas la puissance.

Cet ensemble est recouvert par le Quaternaire. Le glacier du Rhône ne semble pas avoir franchi le col. Lorsque nous descendons dans la région de Chézery vers Bellegarde, les blocs du Quaternaire deviennent de plus en plus abondants.

Il est intéressant de noter les variations de puissance des couches de base du Crétacé. Le calcaire roux atteint 20 m à Ste-Croix, 35 à St-Cergue et au Vuache et 44 à Voreppe. Il augmente donc d'épaisseur vers le S. Il en est de même de l'Hauterivien qui, de 85 m à St-Cergue, passe à 94 m au Vuache.

*Tectonique.* Le trait essentiel de la région est la présence d'une zone fracturée qui, de St-Cergue à Morez, coupe en biseau le faisceau de plis du Jura. Son axe principal est orienté ESE-WNW. C'est le décrochement de Morez-St-Cergue.

Nous sommes actuellement à la Cure, dans un synclinal crétacé. Vers le SE, nous observons successivement les axes tectoniques suivants :

l'anticlinal de la Givrine ; le synclinal de Dappes-Trélasse, fracturé en compartiments surtout vers Combe Grasse ; l'anticlinal de Pétroulaz et de la Dôle avec au SW le synclinal de Leseney qui culmine vers 1500 m ; le synclinal de Vuarne qui au N, déjeté vers l'E, se continue par celui de St-Cergue. Le décrochement est nettement postérieur aux plis.

Environs de Cheseaux. — A Cheseaux, nous sommes dans une zone très disloquée du décrochement de Morez-St-Cergue. Le décrochement atteint 1200 m. Nous observons l'abondance des stries horizontales dans les affleurements au contact des fractures.

Discussion. — M. Fourmarier. Nous avons noté qu'il y avait des stries verticales et horizontales. Les stries verticales sont-elles postérieures aux stries horizontales ?

1. Voir : H. Lagotala. Etude géologique de la Dôle. *Mat. Carte géol. Suisse*, N. S., livr. XLVI (4), 1919. — Première note sur la géologie de la Faucille. *C. R. Soc. Phys., Hist. nat. Genève*, vol. 38, n° 2, 1921.

M. Glangeaud. Je me permets d'ajouter quelques remarques que j'ai faites sur le décrochement de Pontarlier et d'autres décrochements transversaux.

1) J'ai constaté, à plusieurs endroits dans le décrochement de Pontarlier, la présence de deux séries de stries (cannelures). Les stries verticales étaient antérieures aux stries horizontales. Partout, ces dernières coupaient les autres. Ainsi les cassures orthogonales antérieures aux plis ont joué « en décrochements », au moment du plissement.

2) Le décrochement de Morez a des décalages de sens différent à son extrémité N vers St-Laurent et à son extrémité S vers St-Cergue. Les décalages de certains de ces décrochements sont différents suivant que l'on est dans le faisceau helvétique ou dans la zone des Hauts Plateaux. Au fur et à mesure que la couverture s'amincit, et que l'on se rapproche des régions des plateaux, les plis ne se raccordent plus de chaque côté du décrochement dans le cas de Pontarlier. Ceci fait penser que les failles verticales ont précédé les compressions horizontales de la dernière phase. Ces dernières ont agi de façon différente sur deux voussoirs séparés par le décrochement, avant le plissement.

M. Lagotala. Les grandes cannelures à peu près horizontales sont calcifiées. C'est sur cette calcite qu'on voit de très fines stries verticales. Je ne sais pas s'il y a eu antérieurement des mouvements verticaux. Dans la région de la Faucille, il y a des décrochements, mais sans mouvements verticaux visibles.

M. Glangeaud. Quand je parle de décrochements, il s'agit des grands décrochements, type de dislocation de Morez ou de Pontarlier, et non de toute la série des petites cassures locales accompagnant les plis. Ce que je viens de décrire pour Pontarlier correspond à des cannelures importantes et non à de petites stries pouvant être locales.

M. Fourmarier. En Belgique, on trouve souvent des cannelures horizontales et verticales superposées. Je crois que c'est un fait plus important que la fine striation. Cette dernière peut résulter d'un mouvement infime.

**D. Aubert**. — *Vallée de Joux. Dent de Vaulion. Région de Vallorbe*[1].

Le Carroz (frontière franco-suisse). — La vallée de Joux est un synclinal crétacé, long d'une trentaine de kilomètres avec sa partie française, compris entre deux anticlinaux jurassiques complexes, celui du Mont Tendre au SE qui le sépare de la plaine mollassique et celui du Risoux au NW. Il comprend lui-même deux synclinaux : le synclinal du lac de Joux, entièrement occupé par la surface du lac et des terrains quaternaires ou récents, et celui du Solliat, en bordure du Risoux. Ils sont séparés par un pli-faille de Portlandien formant une saillie rocheuse et boisée, l'anticlinal de la Côte.

Cet ensemble tectonique est d'une continuité remarquable et s'allonge presque sans modification dans toute la largeur du comparti-

1. Pour la description détaillée de cette région, voir Aubert, thèse et *Mat. Carte géol. suisse*, nouv. sér., 78e livr., 1943.

ment transversal limité par les décrochements de St-Cergue-Morez et de Vallorbe-Pontarlier.

Des remarques intéressantes peuvent être faites au sujet du Glaciaire. Le glacier rhodanien du Würm s'est élevé sur le flanc du Jura jusqu'à 1200 m. Dans le Glaciaire de la vallée de Joux, nous ne rencontrons pas d'éléments alpins, alors qu'ils ont été signalés en amont près des Rousses. Ainsi le glacier qui a franchi le col de St-Cergue n'a pas atteint la vallée de Joux. Ce fait peut s'expliquer par la présence du glacier local qui remplissait la vallée et a laissé une grande traînée de matériaux morainiques à l'altitude 1300.

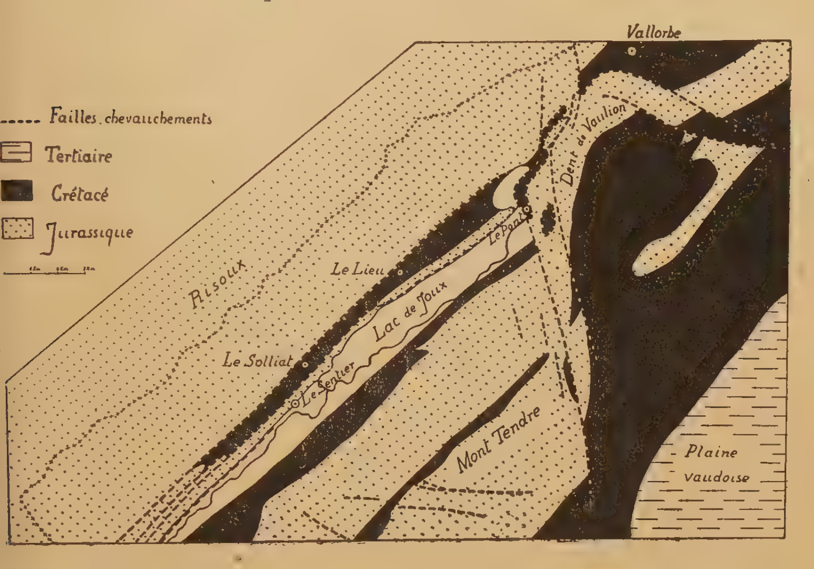



FIG. 19. — Carte tectonique de la vallée de Joux par D. AUBERT.

LA GRAND SAGNE (2 km au SW du Lieu). — A La Grand Sagne, il existe un conglomérat qui rappelle celui que nous avons observé précédemment à Grusse dans la chaîne bordière de la Bresse. C'est une sorte de béton formé de blocs et de cailloux anguleux et de niveaux gréseux, grossièrement stratifiés en bancs redressés. Il est important de noter qu'un lambeau de ce terrain repose en *discordance sur la faille de l'anticlinal de la Côte*. Aucun fossile n'a permis jusqu'ici d'en préciser l'âge. C'est la « gompholite » des auteurs [1].

LE PONT (Promontoire séparant les deux lacs). — Les éléments tectoniques de la vallée de Joux s'interrompent brusquement le long

1. M. GLANGEAUD fait remarquer l'analogie de position et de nature existant entre ce conglomérat et ceux de l'Abbaye et de Narlay (5e journée).

d'une ligne de dislocation visible dans le terrain, notamment au pied des escarpements dominant le village du Pont.

Le synclinal du Solliat, occupé par le lac Brenet subit un rétrécissement considérable ainsi qu'un rejet d'environ 1 km en direction du N.

L'anticlinal de la Côte, à l'extrémité duquel nous nous trouvons, disparaît par immersion dans le lac de Joux. Sur la rive opposée, il fait place à une masse confuse de Crétacé, mais on le voit réapparaître 2 km plus loin, en direction NE, ayant subi au cours de son éclipse, un décalage de 1,5 km au N.

Le synclinal du lac de Joux s'arrête net au village du Pont, où l'on peut apercevoir l'Aptien au contact avec le Malm. Quant à l'anticlinal du Mont Tendre, dont on ne distingue qu'une faible partie, les calcaires jurassiques supérieurs de son flanc NW, changent brusquement de direction et barrent la vallée transversalement en formant les escarpements rocheux du Pont et la chaîne oblique de la Dent de Vaulion tout entière.

Le style de cet accident, qui *prolonge au S le décrochement de Pontarlier-Vallorbe*, peut être défini grâce au tunnel du chemin de fer, 1,5 km au N du Pont. On a pu y observer un pointement de Portlandien, prolongement en profondeur de l'anticlinal de la Côte, supportant des *marnes, conglomérats et mollasses tertiaires, surmontés à leur tour, d'une série renversée de Crétacé et de Jurassique supérieur.* Il s'agit donc d'un phénomène de chevauchement par lequel l'anticlinal du Mont Tendre a été poussé sur le synclinal voisin, débordant même sur l'anticlinal de la Côte, localement abaissé par une érosion antérieure.

La présence de terrains tertiaires non datés, mais en tous cas pas postérieurs à l'Helvétien, est particulièrement intéressante. *Elle révèle que le plissement s'est effectué en deux phases séparées par une période d'érosion, suivie immédiatement de la sédimentation mollassique.*

Fenêtre de Sagnevagnard (1 km à l'E du Pont). — L'hypothèse du chevauchement est confirmée par l'existence d'une fenêtre de Valanginien-Portlandien, émergeant de l'Argovien appartenant au cœur de l'anticlinal Mont-Tendre — Dent de Vaulion.

Sur place, cette structure est bien visible. L'affleurement de Valanginien-Portlandien, délimité par une petite dépression, représente bien une fenêtre, c'est-à-dire une partie du socle sur lequel se serait avancé le chevauchement de la Dent de Vaulion. *Une partie de l'anticlinal aurait ainsi glissé sur la surface d'érosion de l'autre flanc.*

Régime hydrographique de la région. — Le synclinal du lac de Joux a été barré par cet accident transversal et transformé en un

immense bassin fermé, découpé lui-même en plusieurs petits bassins secondaires. Au moment où le glacier a disparu, le lac devait avoir une altitude de 1060 m et s'écouler à ciel ouvert sur Vallorbe. A un moment donné, une communication s'est produite en profondeur et les eaux s'écoulèrent par des gouffres. Les principaux entonnoirs se situent sur la rive NW du lac Brenet au pied de la falaise. Dès 1898, on tenta des colorations à la fluorescéine pour déterminer cet écoulement.

VALLORBE. — Le temps ne nous ayant pas permis de monter au sommet de la Dent de Vaulion, nous faisons une dernière halte à l'entrée de Vallorbe, face au versant N de la Dent de Vaulion. L'accident tectonique est beaucoup plus vaste que ne le montre cette trop brève visite. En fait, c'est tout un compartiment du premier chaînon jurassien qui a été poussé à l'intérieur de la chaîne sur un territoire antérieurement plissé, faillé et usé par l'érosion.

Dans l'évolution de cette structure, nous avons des faits certains :

— Plissement de l'anticlinal de la Côte accompagné de fractures.

— Présence de décrochements transversaux. Orientés N-S, ils doivent être en relation avec ceux de Vallorbe-Pontarlier qui les prolongent vers le N.

— Phase d'érosion au cours de laquelle l'anticlinal de la Côte est arasé, du moins dans la région proche des deux lacs.

— Phase de sédimentation de la mer mollassique.

— Poussée tangentielle très nette dans ce secteur [1].

Au passage à Valleyre, M. Aug. LOMBARD et Mme LOMBARD reçoivent la Société dans leur maison familiale.

NEUCHATEL. — A l'arrivée à Neuchâtel, l'Université de cette ville a magnifiquement accueilli les congressistes. La réception, organisée par M. le Recteur BAER, M. le Doyen FIALA et M. le Professeur WEGMANN, fut, en tout point, digne de l'hospitalité helvétique.

A la fin du banquet offert par l'Université de Neuchâtel, M. BAER, après quelques mots de bienvenue, se plut à faire un court historique des congrès des géologues qui se tinrent à Neuchâtel et mentionna, entre autres, « le magistral discours d'Agassiz, en 1837, qui révélait au monde le phénomène des glaciations, laissant chez nous leur carte de visite sous forme de moraines et de blocs erratiques ».

Le Professeur GOGUEL, Président de la Société géologique de France, remercia par quelques paroles fort aimables. Puis le Doyen GLANGEAUD, organisateur de l'excursion, insista sur les liens qui « unissent, surtout

1. Les faits objectifs remarquablement présentés par M. Aubert ont été admis par les congressistes. L'importance, le style et le mécanisme du chevauchement de la Dent de Vaulion, avaient été précédemment discutés. La coupe du tunnel et l'analogie avec le chevauchement du Mont Myon, apportent, des arguments sérieux en faveur de l'importance du chevauchement (N. D. L. R.).

depuis la fin de la dernière guerre, les deux Universités de Besançon et de Neuchâtel, comme des sœurs jumelles ».

Au cours de la cérémonie, un hommage chaleureux fut rendu aux deux éminents Géologues, MM. LUGEON, de Lausanne et de MARGERIE, de Paris. Ces deux membres de l'Académie des Sciences, sont en effet les Doyens de la Société géologique de France et les Doyens des Géologues jurassiens. Ils avaient tenu à assister à cette excursion, ce qui représente un bel exemple pour les jeunes générations.

---

## 8e Journée. Mercredi 25 juillet

MATIN. La Chaux-de-Fonds, Noirmont (faille-pli du Doubs supérieur) par MM. BOURQUIN, JEANNET et WEGMANN.

APRÈS-MIDI. Séance de travail à Noirmont, sous la présidence de M. WEGMANN.

Région de Saignelégier, Ste-Ursanne, Porrentruy par M. VONDERSCHMITT.

Célébration du Centenaire de Thurmann à Porrentruy.

ITINÉRAIRE : Neuchâtel, Hauts Geneveys, Valangin, Noirmont, Saignelégier, Ste-Ursanne, Porrentruy.

### Matin

**A. Jeannet.** — *De Neuchâtel à Valangin.*

De Neuchâtel à Valangin, MM. Jeannet et Wegmann nous montrent les traits morphologiques de la région, soit crêts (Valanginien et Hauterivien), combes (Purbeckien, Valanginien inférieur et Hauterivien inférieur), cluses (Seyon), vallées synclinales et chaînes anticlinales.

Non loin de Pierre-à-Bot, un premier arrêt nous permet d'observer un banc limite entre le Kimméridgien et le Portlandien, pétris de Nérinées (*Ptygmatis*). Ces fossiles sont tous couchés et en grande partie orientés dans la même direction. Des études ont été effectuées sur les rapports liant cette disposition à la sédimentation.

Puis nous traversons l'anticlinal de Chaumont de structure compliquée sur son flanc NW.

VALANGIN. — Nous nous arrêtons à Valangin pour étudier l'affleurement classique de Néocomien. C'est là une des meilleures coupes de cet étage. Le terme de Néocomien a été créé par Thurmann pour le Crétacé inf. des environs de Neuchâtel et groupe les trois étages Valanginien, Hauterivien et Urgonien.

Sur le Portlandien vient une série marneuse et calcaire que l'on a appelée le Valanginien ou Valangien. Ces deux termes ont été créés

par E. Desor dans deux travaux différents, Valanginien est le plus correct des deux.

En partant du Portlandien, nous avons une première combe marquant le Purbeckien-Valanginien inférieur. Au-dessus vient un calcaire blanc, c'est le marbre bâtard. Il est surmonté par les marnes d'Arzier, suivies des calcaires roux.

Au SW du château, M. Jeannet montre l'endroit exact où la belle faune du Valanginien supérieur a été récoltée par E. Desor, et plus tard par le Pasteur Moulin. L'endroit est actuellement occupé par une sapinière.

**P. Bourquin.** — *De Valangin à Noirmont.*

Les Hauts-Geneveys. — Nous traversons le Val de Ruz en direction du N. Les nuages et le brouillard empêchent l'arrêt prévu à la Vue des Alpes. C'est sur l'esplanade de la gare des Hauts-Geneveys que les cars nous déposent.

A nos pieds vers le S s'étale le Val de Ruz, synclinal de forme amygdaloïdale, bordé au S par l'anticlinal de Chaumont que nous avons traversé de Neuchâtel à Valangin, au N par la chaîne du Mont d'Amin — Mont Racine. Comblé de matériel morainique de la dernière glaciation, ce synclinal se prête particulièrement à la culture. La limite atteinte par le glacier peut être reconnue facilement sur le versant S de l'anticlinal Mont d'Amin — Mont Racine. En outre, en plusieurs points, le contact entre les dépôts des deux dernières glaciations est visible, particulièrement au coude que fait la route au-dessus des Hauts-Geneveys. Sous ce recouvrement morainique, la mollasse a été observée dans deux ou trois petits affleurements. Le Crétacé en revanche se voit aussi bien à Valangin que sur le flanc S de la chaîne du Mont d'Amin et apparaît dans les villages qui s'alignent le long du versant N du Val de Ruz entre les Hauts-Geneveys et Dombresson.

Par temps clair, il aurait été possible d'examiner les relations entre le synclinal du Val de Ruz, les anticlinaux de Chaumont, du Chasseral et du Mont d'Amin. Mais le brouillard permettait à peine de constater qu'à son extrémité NE le synclinal du Val de Ruz, considérablement rétréci, se relève et est chevauché par l'anticlinal de Chaumont.

Après avoir passé rapidement dans la vallée de la Chaux-de-Fonds, les cars partent en direction du NE longeant l'extrémité orientale du synclinal chevauché par l'anticlinal des Petites Crosettes.

La Ferrière. Bas-Monsieur. — Au Bas-Monsieur, à 3 km à l'E de la Chaux-de-Fonds, un arrêt nous permet d'étudier le décrochement de la Ferrière. Cet accident, de direction à peu près méridienne, s'amorce probablement au Val de Ruz et se poursuit assez loin vers le N. De part et d'autre de cette dislocation, les diverses unités géologiques ont été déplacées. Ainsi le vallon de St-Imier se trouve rejeté

vers le N, de plusieurs centaines de mètres par rapport à la vallée de la Sagne, dont il est le prolongement. Il en va de même pour l'anticlinal de Cornu dont nous pouvons observer le noyau de Dogger, traversé en tranchée par la voie ferrée, un peu au-dessus de la route. Le prolongement de cet anticlinal se retrouve au Seignat, à 1,5 km plus au N. De même la continuation du synclinal de la Chaux-de-Fonds qui semble s'arrêter brusquement au Bas-Monsieur, se retrouve au NNW de la Ferrière et se poursuit dans le synclinal de la Chaux d'Abel. Dans ce vallon on observe, à proximité de la Tuilerie, la mollasse helvétienne en contact direct avec le Portlandien moyen. Cette lacune stratigraphique révèle la *présence de mouvements précurseurs, antérieurs à la phase tertiaire.*

Le décrochement de la Ferrière est très net. Il est constitué par une série de fractures formant un train de failles dont l'ensemble a donné naissance au décrochement. *Nous noterons que ce dernier est recouvert par des chevauchements postérieurs.*

DISCUSSION. — M. FOURMARIER. Y a-t-il une discordance angulaire visible entre la mollasse et le Crétacé ou simplement une lacune ?

M. BOURQUIN. On peut observer le contact de la mollasse avec le Portlandien moyen. Il manque tout le Portlandien supérieur, tout le Crétacé et toute la base de la mollasse. La mollasse helvétienne est datée par des fossiles. A l'extrémité du synclinal de la Chaux-de-Fonds, j'ai trouvé du Crétacé, avec perforations de Mollusques, remplies de mollasse.

Il y a eu une déformation anté-mollassique. La grande phase orogénique est post-mollassique.

## Après-midi

## Séance de Noirmont

Après le repas, une séance est ouverte à Noirmont sous la présidence de M. WEGMANN.

La parole est donnée à M. BOURQUIN qui nous entretient de Célestin Nicolet. C. Nicolet, pharmacien à la Chaux-de-Fonds, il y a plus d'un siècle, contemporain et ami de Thurmann, de Renaud-Comte, Contejean, Carteron, Gressly dressa la première carte géologique de la région. Ce travail, d'une exactitude remarquable, constitue un document original d'une très grande valeur.

M. VONDERSCHMITT présente le programme de l'après-midi et du lendemain.

### L. Vonderschmitt. — *Exposé.*

La région que nous allons étudier, située au NE du Jura appartient à l'unité septentrionale de cette chaîne. Nous pouvons distinguer : *a*) le fossé rhénan, *b*) le Jura proprement dit.

Le fossé rhénan. — Compris entre les Vosges et la Forêt Noire, le fossé rhénan est limité par de grandes failles. Au S vient le horst de Mulhouse où, sur la bordure W, des forages ont montré l'existence de grandes failles. Ces accidents ont pu être datés. L'effondrement a commencé à l'Eocène et s'est poursuivi pendant le Sannoisien et le Stampien. Il a probablement repris au cours du Miocène. *Des failles similaires se poursuivent dans le Jura suisse.*

Le Jura. — Le trait marquant du Jura septentrional est le grand chevauchement du Hauenstein qui se poursuit vers l'W, où il se continue par la zone anticlinale du Lomont.

Au N c'est le Jura tabulaire et au S le Jura plissé. Dans la région que nous parcourerons, le Mont Terrible forma la limite septentrionale du Jura plissé. Au N vient une zone sensiblement plate, peu plissée, avec de grandes failles de direction rhénane qui se rattachent au Jura tabulaire.

Les dislocations et les directions rhénanes N-S du horst de Mulhouse se poursuivent au S dans le Jura plissé où le plus bel exemple reconnu depuis longtemps est fourni par le petit bassin tertiaire de Delémont. Il en est de même de la grande cassure du Wehratal qui atteint la région située à l'E de Soleure.

Les deux directions dominantes de plis, les axes orientés vers le NE et les accidents E-W, s'insèrent sur les deux directions de failles rhénanes. Il est alors intéressant d'étudier l'effet des fractures sur le plissement. Nous savons en effet que les failles datent de l'Oligocène et que le plissement est en général plus jeune. *Les régions de l'Ajoie et de Delémont montrent qu'il est en partie post-pontien, ce dernier étage étant plissé.* Mais on peut, comme nous le montrerons par la suite y reconnaître des phases plus anciennes.

En suivant la chaîne vers l'E, on observe localement une troisième direction de plis orientés vers le NNE. Ce phénomène a été reconnu, par exemple, dans le bassin de Delémont et plus au N, dans la chaîne du Burgerwald, où on note des axes stampiens.

En dernier lieu, nous étudierons la région du Mont Terrible. C'est un anticlinal qui chevauche, vers le N, le Jura tabulaire de l'Ajoie avec sa couverture oligocène et pliocène.

Nous y étudierons plus particulièrement le jeu des interférences des failles antérieures au plissement sur les plis plus récents. On connaît dans cette zone, *un plissement antérieur à la phase pontienne. Cette dernière a donné les accidents E-W.*

Ainsi les auteurs avaient noté depuis longtemps, deux directions de plissements dans le Jura septentrional, N-S et E-W. Aujourd'hui, on sait que les axes orientés N-S sont très courts et qu'ils apparaissent

en échelon le long des faisceaux de failles. M. Vonderschmitt nous en expose un cas précis.

M. Vonderschmitt présente une remarquable étude du Mont Terrible, avec carte structurale du niveau callovien, stéréogramme et coupes sériées [1]. Le fait le plus typique est le chevauchement du flanc N de l'anticlinal, dont on suit très bien le développement. On y voit en particulier une faille, verticale au début, se plisser, se renverser et devenir horizontale, entraînant ainsi le déversement puis le chevauchement.

Les failles de directions rhénanes, apparaissent nettement dans la structure. Le chevauchement n'affecte qu'un compartiment limité par ces failles à l'E et à l'W.

Discussion. — M. Vincienne. Les plis ont-ils commencé à se former avant la faille rhénane N-S ?

M. Vonderschmitt. Je ne crois pas. Les plis qui ont pris naissance pendant l'Oligocène sont très limités. Ils sont localisés le long des failles. En rapport avec ces failles, sont apparus de petits dômes. Ainsi la chaîne du Laun près de Bâle a commencé a se former pendant l'Oligocène.

## Excursion

### L. Vonderschmitt. — *De Noirmont à Porrentruy.*

Panorama de Ste-Ursanne [2]. — Un arrêt en cours de route, à l'W de Montmelon, nous permet d'admirer le panorama sur la région de Ste-Ursanne. A l'Est se développe le bassin de Delémont, et sous nos pieds, l'axe Nord-Sud de la chaîne de la Caquerelle fait affleurer le Dogger. Dans les noyaux anticlinaux affleure le Dogger, et dans l'anticlinal du Mont-Terrible, le Trias.

Au second plan, coupé transversalement par la boucle du Doubs, l'anticlinal coffré du Clos-du-Doubs avec, en face de nous, l'Aalénien et la voûte plate du Callovien-Bathonien. Presque tout le sommet est dans la dalle nacrée. Ces assises sont surmontées par de l'Oxfordien et du Malm qui dessinent au N E de l'autre côté de la rivière, un hémicycle limité par la combe oxfordienne.

L'anticlinal du Clos-du-Doubs montre une dysharmonie très nette entre le Malm et le Dogger, à la faveur des assises plastiques de l'Oxfordien. Cette dysharmonie provoque un chevauchement du Malm vers le Sud et vers le Nord.

Au N, le synclinal de Ste-Ursanne, avec le Rauracien subhorizontal, est entaillé par des carrières. Au dernier plan, au N, l'anticlinal du Mont Terrible n'est pas morphologiquement aussi apparent que les axes voisins.

1. R. H. Tschopp, thèse à paraître dans *Mat. Carte géol. Suisse.*
2. L'étude détaillée a paru dans : H. Laubscher. Géologie des Gebiets von St-Ursanne, *Mat. Carte géol. Suisse*, nouv. sér. 92° livr., 1948, thèse.

Le point intéressant de cette région est fourni par le contact entre l'anticlinal N-S de la Caquerelle sur lequel nous sommes et les plis E-W du Clos-du-Doubs qui viennent de l'W. Le Doubs devant nous traverse le noyau de Dogger avec un lambeau de Malm qui se poursuit à l'E par la combe oxfordienne et la voûte rauracienne décrite précédemment. Puis, plus au NE, une faille forme la limite entre l'anticlinal du Clos-du-Doubs et celui de la Caquerelle où affleure le Dogger. Longtemps, les auteurs ont pensé à un chevauchement. Des levers détaillés ont montré que la faille limitant la faille-pli de la Caquerelle, était verticale. Elle se prolonge dans la vallée où elle fait buter le Malm contre l'Aalénien. Par contre, au N, dans la voûte de Jurassique moyen, de petits chevauchements sont en connection avec des failles d'âge oligocène, replissées au cours des phases postérieures.

Les compartiments, situés à l'W (Clos-du-Doubs) et à l'E (Caquerelle) de la faille rhénane passant à l'E du coude du Doubs, se sont déformés différemment au cours du plissement général du Jura.

Les Malettes. — Nous avons longé l'anticlinal de la Caquerelle avec les chevauchements dans le Malm.

Un arrêt aux Malettes nous montre le flanc S de l'anticlinal du Mont Terrible. Le pli est coupé par une faille rhénane. Vers le NE on aperçoit un chevauchement sur le synclinal voisin. La voûte de l'axe du Mont Terrible est dans le Bathonien, vers nous le flanc S montre le Dogger, puis la combe oxfordienne et le Rauracien. Le Callovien y est très net.

Un second arrêt à Malcôte nous permet d'observer une nouvelle coupe du flanc S du Trias au Callovien, et le décrochement très net dû au passage de la faille rhénane déjà signalée.

A l'W, le flanc du Mont Terrible plonge vers le N, puis s'infléchit vers le chevauchement qui commence le long de la faille rhénane. On voit le flanc renversé, un affleurement de Séquanien passe sous le Bathonien du flanc normal. A l'époque de Thurmann, un sondage effectué dans cette zone, après avoir traversé le Keuper, a atteint l'Oxfordien.

M. Vonderschmitt commente ensuite la coupe du tunnel de la Croix. La zone broyée du chevauchement y avait été prise au début pour un étirement. Il montre une carte structurale sur laquelle on voit le compartiment chevauchant, encadré entre deux compartiments étant restés plus ou moins normaux.

M. Orgeval fait remarquer qu'à Ferrette, un compartiment s'est ainsi avancé entre deux failles.

M. Glangeaud compare ce phénomène à ceux du Châtelet près de Grusse (3e journée) et d'Arguel (2e journée).

Avant d'arriver à Porrentruy, M. Vonderschmitt fait remarquer que, sur la feuille de Ferrette (Carte géologique d'Alsace-Lorraine no XXVII-22) les sables vosgiens sont mis dans le Tortonien. C'est une erreur, ces sables sont du Pontien.

## Célébration du Centenaire de Thurmann.

La Société d'Emulation et la ville de Porrentruy avaient organisé, en l'honneur du passage de la Société géologique de France, une magnifique réception.

A 17 h. 30 une collation nous était offerte à l'Ecole Normale d'Instituteurs où a enseigné Thurmann, le célèbre géologue franco-suisse. M. le Recteur de l'Université nous souhaite la bienvenue et donne la parole à M. le Dr. Gueniat, Directeur de l'Ecole Normale qui, par de chaleureuses paroles nous accueille dans « son antique collège ».

M. Goguel, Président de la Société géologique de France, remercie M. Guéniat, au nom de la Société. Après avoir rappelé que Thurmann fut membre de cette compagnie dès 1831, il salue MM. Buxtorf, Lugeon et de Margerie, dont l'œuvre magnifique a largement contribué à nos connaissances sur la chaîne du Jura.

Dans la salle des conférences de l'Ecole, la séance de célébration du Centenaire de Thurmann est ouverte sous la présidence de M. Wegmann.

M. Wegmann exprime à M. de Margerie, le plaisir et l'honneur qu'il nous a faits en affrontant les fatigues du voyage. Il salue M. Buxtorf qui, malgré un accident, a bien voulu venir jusqu'à Porrentruy présenter les travaux de Thurmann et les siens sur le Jura. Les élèves de l'Ecole Normale de Porrentruy ont établi et orné un livre d'or destiné à conserver le souvenir de cette séance.

M. Wegmann donne ensuite la parole à M. Gueniat qui présente Thurmann botaniste, M. Buxtorf montre alors, dans un exposé remarquable, illustré par une série de projections, le rôle de Thurmann. Il précisa comment l'étude des tunnels du Haustein et du Weisenstein lui ont permis d'établir sa théorie sur le glissement d'ensemble de la couverture jurassienne décollée au niveau du Trias.

A la fin du banquet qui réunit les congressistes avec les représentants de Porrentruy, M. Goguel remercia la Société d'Emulation de Porrentruy et notamment M. Rebetez ainsi que la ville de Porrentruy pour leur chaleureux accueil. « Le délai de plus d'un siècle qui s'était écoulé depuis les réunions des deux Sociétés géologiques ne correspond nullement à une interruption des relations qui ont continué toujours à être aussi étroites entre la France et la Suisse, dans le domaine géologique comme dans les autres domaines. Thurmann nous a donné l'exemple de la collaboration franco-suisse ». M. Goguel salue M. Buxtorf dont les idées sur le décollement du Jura ont été la base des discussions de cette réunion, M. Lugeon, qui, après avoir joué le plus grand rôle dans l'évolution des théories du Jura après celles des Alpes, a apporté à cette réunion, l'appui de son incomparable expérience. « Les congressistes ont aussi marché dans les traces de M. de Margerie, dont les deux volumes sur le Jura sont le fondement des travaux jurassiens. Un des buts essentiels de sa carrière a été de créer un lien entre la France et la Suisse. Il s'est montré ainsi un des grands ambassadeurs de la Science française à l'Etranger. »

M. Goguel est heureux de signaler que la Ville et la Société d'Emula-

tion de Porrentruy, pour laisser une trace durable du passage de la Société géologique de France et du Centenaire de Thurmann, apposera une plaque commémorative sur les murs de l'Ecole Normale de Porrentruy.

---

## 9e Journée. Jeudi 26 juillet

**L. Vonderschmitt.** — *Jura septentrional. Région de Porrentruy.*

A Paplemont, nous observons la mollasse chattienne.

Fenêtre du Bois de Chancey. — Nous pénétrons dans l'anticlinal du Bois de Chancey où nous observons une fenêtre très nette qui fait apparaître le Jurassique supérieur sous le Dogger.

M. Vonderschmitt expose brièvement la structure et l'évolution du Mont Terrible. Le Mont Terrible chevauche vers le N, la plaine de l'Ajoie et la couverture oligocène. La surface de contact est ondulée. Il est difficile de l'observer sur le terrain.

L'âge du chevauchement peut être déterminé avec certitude. Dans l'anticlinal du Clos-du-Doubs, on observe une surface pénéplainée qui se raccorde avec celle de la région de l'Ajoie. Elle est anté-pontienne. Or, elle recoupe le chevauchement. Cet accident est donc antérieur et, par suite, *anté-pontien.* Postérieurement au Pontien, on note des déformations atteignant la masse dans son ensemble.

Quant à la *grande faille du Mont Terrible,* elle *est antérieure au chevauchement,* car on la retrouve au-dessous de ce dernier. Elle est également antérieure aux plis. C'est une faille rhénane.

La structure actuelle du Mont Terrible est la conséquence d'une évolution orogénique complexe dont les phases essentielles peuvent être analysées.

— *Nous avons, au début, apparition d'une faille rhénane vers la fin de l'Eocène, début Oligocène.*

— *Un premier plissement plisse la faille ainsi que toute la région et transforme celle-ci en surface de chevauchement.*

— *Puis vient une période d'érosion anté-pontienne avec formation de la pénéplaine de l'Ajoie. Cette surface cyclique pré-pontienne coupe les plis antérieurs.*

— *Une dernière phase de plissement déforme la pénéplaine anté-pontienne. Toute la masse est à nouveau surélevée avec rajeunissement des anticlinaux.*

A Courgenay, nous observons la gompholite de l'Ajoie, d'âge stampien, qui repose directement sur le Malm. On y a recueilli : *Ostrea callifera, Halitherium* et *Glycymeris obovata.*

Carrières de Bonfol. — A Bonfol, dans une carrière, nous pouvons étudier les sables pontiens. Leur stratification entrecroisée montre l'origine fluviatile vosgienne. On y reconnaît des intercalations d'argiles et de dépôts lacustres avec calcaires d'eau douce. A Charmoille, on y a trouvé *Hipparion gracile.*

* * *

Au déjeuner de Delle qui précède la dislocation, MM. Fourmarier et Wegmann remercient au nom des congressistes les personnalités qui ont bien voulu honorer cette réunion. Ils soulignent que le succès de celle-ci était en grande partie dû à l'organisation de M. Glangeaud et de ses collaborateurs MM. Dreyfuss, Caire, Castany, Mlles Bourg et Petiot. M. Glangeaud très ému, précisa que le mérite en revenait à tous les Directeurs d'excursion qui nous ont fait profiter de leur grande connaissance du Jura et ont bien voulu respecter les horaires prévus. MM. Fourmarier et Wegmann surent diriger, les débats, avec autorité. Cette atmosphère d'amicale collaboration fut facilitée par les décisions prises par la Société géologique de France, sous la présidence de M. Goguel.

*Retour à Besançon.* — Une partie des excursionnistes revient à Besançon par la vallée du Doubs. Entre Montbéliard et Roulans, M. Glangeaud montre les beaux levers et les coupes détaillées de MM. Fallot, Corroy et Gardet.

# RAPPORT DE LA COMMISSION DE COMPTABILITÉ

## EXAMEN DES COMPTES DE 1951

### BUDGET DE LA SOCIÉTÉ

La commission de comptabilité a tenu sa séance annuelle le 6 mai 1952.

Les comptes nous ont été présentés par M. Chavan, Trésorier et Mme Haumont, Secrétaire gérante.

Les recettes et les dépenses se résument comme suit :

| | | |
|---|---|---|
| **Recettes effectives** ........................ | | 5.382.817 fr. |
| **Dépenses effectives :** | | |
| Frais généraux ............ | 1.251.631 fr. | |
| Publications ................ | 3.495.980 » | |
| Bibliothèque .............. | 84.000 » | |
| Frais de port................ | 318.671 » | |
| Solde des frais de réparation de l'immeuble de la rue du Moulinet ...................... | 33.685 » | |
| Divers ..................... | 19.024 » | |
| | | 5.202.991 » |
| Excédent de recettes ....................... | | 179.826 » |

Cette année nous avons eu le plaisir de constater que le service de la *Bibliographie des Sciences géologiques* dont la comptabilité est tenue en dehors de celle de la Société, a couvert ses propres frais sans être obligé de faire appel à la Trésorerie de celle-ci ; les prévisions pour 1952 laissent espérer que cette situation se maintiendra dans l'avenir.

Ainsi que nous l'avions laissé prévoir dans notre rapport pour 1950 les dépenses se sont considérablement augmentées au cours de ce dernier exercice, ce sont les frais de publications qui sont pour la plus grosse part à l'origine de cet accroissement des dépenses.

L'augmentation parallèle des différents postes de recettes et spécialement de la subvention accordée par le C. N. R. S. a permis de maintenir un état de trésorerie satisfaisant.

Aussi nous renouvelons au C. N. R. S. nos remerciements et l'expression de notre gratitude pour l'aide bienveillante qu'il nous accorde chaque année.

Nous avons tout lieu d'espérer que cette aide nous sera maintenue en 1952. Et, avec l'effort important que votre Conseil a demandé aux sociétaires en portant la cotisation à 1.800 fr. votre budget 1952 va pouvoir affronter sans fléchir les charges encore accrues de 1952 et procéder aux nouvelles publications envisagées (tables de la 5e série et réimpression de mémoires).

Nous aurons garde de terminer avant d'avoir adressé à Mme Haumont, Secrétaire gérante, et à M. Chavan, Trésorier, nos sincères remerciements aussi bien pour leur excellente gestion que pour l'amabilité avec laquelle leur travail nous a été présenté.

Pour la Commission de Comptabilité.

L. Bourlier.

---

## Opérations 1951

**Recettes**

| | |
|---|---|
| Revenus titres ....... | 9.215 fr. |
| Cotisations ........ | 1.111.089 » |
| Subventions et dons . | 1.800.500 » |
| Subvention Congrès : (Tables) .......... | 300.000 » |
| Abonnements : | |
| Bulletin .......... | 341.950 » |
| Mémoires ........ | 163.913 » |
| Ventes : | |
| Bulletin .......... | 471.936 » |
| Mémoires ........ | 373.356 » |
| Autres publications. | 101.831 » |
| Remboursements : | |
| d'auteurs .......... | 472.982 » |
| de ports .......... | 134.250 » |
| de taxes .......... | 8.290 » |
| Caution Bibliothèque. | 5.600 » |
| Retenues Séc. soc. .. | 27.322 » |
| Avances de membres. | 60.583 » |
| | 5.382.817 » |

**Dépenses**

| | |
|---|---|
| Publications : | |
| C. R. sommaire ... | 598.792 fr. |
| Bulletin .......... | 2.136.618 » |
| Mémoires et réimpr. | 648.817 » |
| Tables générales .. | 111.753 » |
| Loyer, chauff., écl. .. | 190.771 » |
| Impôts, assurances . | 79.505 » |
| Appointements : | |
| Personnel ........ | 512.135 » |
| Retraite ......... | 180.000 » |
| Sécurité sociale ... | 128.165 » |
| Frais de bureau ... | 84.036 » |
| Mobilier .......... | 75.649 » |
| Frais de port ...... | 318.671 » |
| Divers : | |
| Frais de banque ... | 1.370 » |
| Réparation imm. du Moulinet........ | 33.685 » |
| Achats pour membres ........... | 2.704 » |
| Rembours. et divers. | 16.320 » |
| Bibliothèque ....... | 84.000 » |
| | 5.202.991 » |
| Solde créditeur ..... | 179.826 » |
| | 5.382.817 » |

## Projet de budget 1952

**Crédit**

| | |
|---|---|
| Revenus titres...... | 9.000 fr. |
| Cotisations ........ | 1.850.000 » |
| Abonnements : | |
| Bulletin ......... | 400.000 » |
| Mémoires ......... | 250.000 » |
| Souscriptions Tables.. | 250.000 |
| Ventes ............ | 1.150.000 » |
| Subvention et dons . | 2.000.000 » |
| Remboursements : | |
| d'auteurs ........ | 360.000 » |
| de ports, taxes, séc. soc. ........... | 170.000 » |
| | 6.439.000 » |
| Disponibilités 1.1.52 | 483.665 » |
| | 6.922.665 » |

**Débit**

| | |
|---|---|
| Publications : | |
| C. R. sommaire ... | 600.000 fr. |
| Bulletin .......... | 2.450.000 » |
| Mémoires ....... | 1.500.000 » |
| Tables générales . | 600.000 » |
| Appointements : | |
| Personnel ....... | 600.000 » |
| Retraite ......... | 120.000 » |
| Sécurité sociale ... | 180.000 » |
| Loyer, chauff., écl... | 225.000 » |
| Frais de bureau ... | 75.000 » |
| Mobilier ........... | 50.000 » |
| Impôts, assurances . | 80.000 » |
| Frais de port ...... | 320.000 » |
| Bibliothèque ....... | 120.000 » |
| | 6.920.000 » |
| Solde créditeur .... | 2.665 » |
| | 6.922.665 » |

## COMPTE BIBLIOGRAPHIE

### Opérations 1951

| Recettes | | Dépenses | |
|---|---|---|---|
| Souscriptions membres ........... | 143.549 fr. | Secrétariat 1951 .... | 36.000 fr. |
| Ventes ............ | 179.090 » | Frais de publications | 248.917 » |
| | | Frais de ports .... | 9.500 » |
| | 322.639 » | | 294.417 » |
| | | Solde créditeur ..... | 28.222 » |
| | | | 322.639 » |

### Prévisions 1952

| Recettes | | Dépenses | |
|---|---|---|---|
| Souscriptions ...... | 145.000 fr. | Secrétariat 1952 .... | 36.000 fr. |
| Ventes ........... | 200.000 » | Frais de publications | 290.000 » |
| | 345.000 » | Ports.............. | 10.000 » |
| | | | 336.000 » |
| | | Solde créditeur ... | 9.000 » |
| | | | 345.000 » |

## COMPTE AIDE AUX JEUNES

| Crédit | | Débit | |
|---|---|---|---|
| Disponibilités 1. 1. 51 | 50.615 fr. | Allocations......... | 3.500 fr. |
| Don............... | 500 » | Participation Impression ............ | 6.000 » |
| | 51.115 » | Réunion extraordinaire ........... | 10.000 » |
| | | | 19.500 » |
| | | Solde créditeur ..... | 31.615 » |
| | | | 51.115 » |

## COMPTE PRIX

| Crédit | | Débit | |
|---|---|---|---|
| Disponibilités 1.1.51 | 15.255 fr. | Médailles .......... | 3.569 fr. |
| Revenus titres...... | 8.572 » | Fondations ....... | 3.000 » |
| | 23.827 » | Frais généraux ..... | 1.822 » |
| | | | 8.391 » |
| | | Solde créditeur ..... | 15.436 » |
| | | | 23.827 » |

# TABLE
# DES COMMUNICATIONS PUBLIÉES
# DANS LE VOLUME I DU BULLETIN (1951)

---

## Dates de Publication des fascicules qui composent ce volume

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Fascicules 1-3 | (feuilles 1-13, | pl. I-V) | ........ | octobre | 1951 |
| — 4-6 | (feuilles 14-24, | pl. VI-IX) | ........ | janvier | 1952 |
| — 7 | ( — 25-39, | pl. X-XIX) | ........ | avril | 1952 |
| — 8 | ( — 40-48, | pl. XX-XXV) | ........ | juin | 1952 |
| — 9 | ( — 49-57 | ) | ........ | novembre | 1952 |

---

BULLETIN ET COMPTE RENDU SOMMAIRE
DES SÉANCES
DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

**6e série, tome I, année 1951**

# TABLE DES MATIÈRES ET DES AUTEURS

Les noms des AUTEURS sont en petites capitales ; les noms des **matières** en compact, les noms *géographiques* en italique. Les renvois aux pages du *Bulletin* sont en chiffres **gras**, aux pages du *Compte Rendu sommaire* en caractères ordinaires.

## A

B

## C

E

## F



## G

## K



## L

## M et N

## O, P et Q

R

## T et U

---

# TABLE DES ESPÈCES

Les noms des Familles sont en petites capitales romaines, ceux des *genres*, *pèces* et *variétés* en italique. Les fossiles sont mentionnés à leur nom de genre à leur nom d'espèce ou éventuellement de variétés. Les renvois aux pages du *ulletin* sont en chiffre **gras**, aux pages du *C. R. sommaire* en caractères dinaires, les numéros des planches sont en chiffre romain ordinaire (I), ceux s figures en chiffres arabes (1), précédés de l'abréviation fig.

ENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

Publications périodiques.

•

## BULLETIN ANALYTIQUE DU C. N. R. S.

BULLETIN BIBLIOGRAPHIQUE MENSUEL
SIGNALANT PAR DE COURTS EXTRAITS CLASSÉS PAR MATIÈRE
TOUS LES TRAVAUX PUBLIÉS DANS LE MONDE.

130.000 EXTRAITS PAR AN. 4.000 PÉRIODIQUES DÉPOUILLÉS.

**ux d'abonnement annuel :**

*Première partie :* Sciences mathématiques, physiques, chimiques.
*Seconde partie :* Sciences biologiques.

5.000 fr. par partie pour la France.
6.000 fr. pour l'Étranger.
Tarif spécial pour les Chercheurs du C. N. R. S. et les Laboratoires universitaires.

Fournit reproductions photographiques des articles sous forme de microfilms ou photocopies.

*Troisième partie :* Philosophie, parution trimestrielle, tarif spécial, 2.000 fr. par an pour la France et 2.500 fr. pour l'Étranger.

•

## ANNALES DE GÉOPHYSIQUE

REVUE INTERNATIONALE TRIMESTRIELLE

**Taux d'abonnement:** France, 1.200 fr. — Étranger, 1.500 fr.

•

ABONNEMENTS AU **CENTRE DE DOCUMENTATION DU C. N. R. S.**
18, RUE PIERRE-CURIE, PARIS (5e)
TÉL. : *ODÉon 10-01*

## TABLE DES MATIÈRES (Tome I, Fascicule 9)




*La gérante de la Soc. Géol. :* M. Haumont.

Prix du Fascicule : **300** fr.